

5-я

международная конференция  
СЕЛЕВЫЕ ПОТОКИ: КАТАСТРОФЫ,  
РИСК, ПРОГНОЗ, ЗАЩИТА  
Тбилиси, Грузия  
1-5 октября 2018 г.

მე-5

საერთაშორისო კონფერენცია  
ღვარცხოფები, კატასტროფები,  
რისკი, პროგნოზი, დაცვა  
თბილისი, საქართველო  
1-5 ოქტომბერი, 2018

5<sup>th</sup>

International Conference  
**DEBRIS FLOWS:**  
DISASTERS, RISK,  
FORECAST, PROTECTION



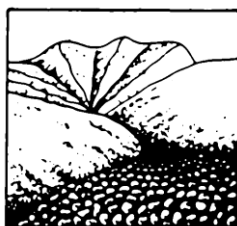
Tbilisi, Georgia  
October 1-5, 2018

# **СЕЛЕВЫЕ ПОТОКИ: катастрофы, риск, прогноз, защита**

---

Труды  
5-й Международной конференции

Тбилиси, Грузия, 1-5 октября 2018 г.



Ответственные редакторы  
С.С. Черноморец, Г.В. Гавардашвили

---



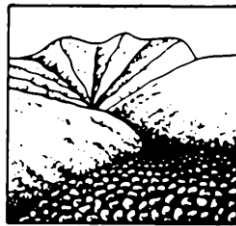
Издательство "Универсал"  
Тбилиси 2018

# **DEBRIS FLOWS: Disasters, Risk, Forecast, Protection**

---

Proceedings  
of the 5<sup>th</sup> International Conference

Tbilisi, Georgia, 1-5 October 2018



Editors  
S.S. Chernomorets, G.V. Gavardashvili

---



Publishing House "Universal"  
Tbilisi 2018

# ღვარცოფები: კატასტროფები, რისკი, პროგნოზი, დაცვა

---

მე-5 საერთაშორისო კონფერენციის  
მასალები

თბილისი, საქართველო, 1-5 ოქტომბერი, 2018



რედაქტორები  
ს.ს. ჩერნომორეც, გ.ვ. გავარდაშვილი

---



გამომცემლობა "უნივერსალი"  
თბილისი 2018

УДК 551.311.8  
ББК 26.823

**Селевые потоки: катастрофы, риск, прогноз, защита.** Труды 5-й Международной конференции. Тбилиси, Грузия, 1-5 октября 2018 г. – Отв. ред. С.С. Черноморец, Г.В. Гавардашвили. – Тбилиси: Универсал, 2018, 671 с.

**Debris Flows: Disasters, Risk, Forecast, Protection.** Proceedings of the 5th International Conference. Tbilisi, Georgia, 1-5 October 2018. – Ed. by S.S. Chernomorets, G.V. Gavardashvili. – Tbilisi: Publishing House “Universal”, 2018, 671 p.

**ღვარცოფები: კატასტროფები, რისკი, პროგნოზი, დაცვა.** მე-5 საერთაშორისო კონფერენციის მასალები. თბილისი, საქართველო, 1–5 ოქტომბერი, 2018. გამომცემლობა "უნივერსალი", თბილისი 2018, 671 გვ. პასუხისმგებელი რედაქტორები ს.ს. ჩერნომორეც, გ.ვ. გავარდაშვილი.

Ответственные редакторы С.С. Черноморец, Г.В. Гавардашвили  
Edited by S.S. Chernomorets, G.V. Gavardashvili

Верстка: С.С. Черноморец, К.С. Висхаджиева, Е.А. Савернюк  
Page-proofs: S.S. Chernomorets, K.S. Viskhadzhieva, E.A. Savernyuk

При создании логотипа конференции использован рисунок из книги С.М. Флейшмана «Селевые потоки» (Москва: Географгиз, 1951, с. 51).  
Conference logo is based on a figure from S.M. Fleishman’s book on Debris Flows (Moscow: Geografiz, 1951, p. 51).

ISBN 978-9941-26-283-8

© Селевая ассоциация  
© Институт водного хозяйства им. Ц. Мирцхулава  
Грузинского технического университета

© Debris Flow Association  
© Ts. Mirtskhulava Water Management Institute  
of Georgian Technical University

© ღვარცოფების ასოციაცია  
© საქართველოს ტექნიკური უნივერსიტეტის  
ც. მირცხულავას სახელობის წყალთა  
მეურნეობის ინსტიტუტი



## **О 5-й конференции «Селевые потоки: катастрофы, риск, прогноз, защита»**

**С.С. Черноморец<sup>1,2</sup>, Г.В. Гавардашвили<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия, devdorak@gmail.com*

<sup>2</sup>*Селевая ассоциация*

<sup>3</sup>*Институт водного хозяйства им. Цотне Мирцхулава грузинского технического университета, Тбилиси, Грузия, givi\_gava@yahoo.com*

## **About the 5<sup>th</sup> conference on “Debris Flows: Disasters, Risk, Forecast, Protection”**

**S.S. Chernomorets<sup>1,2</sup>, G.V. Gavardashvili<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>*M.V. Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia, devdorak@gmail.com*

<sup>2</sup>*Debris Flow Association*

<sup>3</sup>*Tsotne Mirtskhulava Water Management Institute of Georgian Technical University, Tbilisi, Georgia, givi\_gava@yahoo.com*

В настоящем сборнике публикуются труды участников 5-й конференции «Селевые потоки: катастрофы, риск, прогноз, защита» (1–5 октября 2018 г., Тбилиси, Грузия).

Селевые потоки в горных регионах наносят значительный ущерб хозяйству и нередко приводят к жертвам среди населения. Изучение селей в Грузии началось в середине XIX века. Создавались карты селевой опасности и селевого районирования, проводились стационарные исследования на контрольных водосборах, осуществлялись эксперименты по воспроизведению селей в специальном лотке, разрабатывались и строились селезащитные сооружения. Для решения селевой проблемы требуется сотрудничество экспертов из различных стран. Одной из форм такой кооперации является проведение конференций «Селевые потоки: катастрофы, риск, прогноз, защита». Конференция в Грузии является пятой и продолжает серию конференций под указанным названием, проводившихся в Пятигорске (2008), Москве (2012), Южно-Сахалинске (2014), Иркутске и Аршане (2016).

Селевая ассоциация основана в 2005 году в Пятигорске. Продолжает традиции, начатые Комиссиями по изучению Казбекского завала в XIX веке и Селевой комиссии Академии наук СССР, работавшей с 1948 г. до 1980-х годов. В настоящее время Селевая ассоциация является самым крупным в мире объединением специалистов по селям и защите от них, в котором состоят более 160 экспертов из 23 стран. Селевая ассоциация присуждает профессиональные награды – медали имени Флейшмана, которые вручаются выдающимся ученым в области селеведения. По решению Селевой ассоциации, с 2018 года учрежден ежегодный профессиональный праздник – День селевика, который отмечается 19 июля.

Конференция в Грузии организована Селевой ассоциацией и Институтом водного хозяйства имени Цотне Мирцхулава Грузинского технического университета

при участии государственных ведомств Грузии (Министерство образования и науки и Министерство охраны окружающей среды и сельского хозяйства), ЮНЕСКО, географического факультета Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова, Агентства Ага Хана Хабитат, Высокогорного геофизического института Росгидромета, Чунцинского института зеленых и интеллектуальных технологий и Института горных опасностей и окружающей среды Китайской академии наук, Лаборатории физической географии Национального научно-исследовательского центра Франции, Инженерной академии Грузии, Экоцентра охраны окружающей среды. Спонсорами и участниками выставки, организованной в рамках конференции, являются компании IBTP Koschuch e.U., Geo-Barrier, Caucasus Road Project, Geobrugg AG.

Местом проведения заседаний конференции является Грузинский технический университет.



Рис. 1. Вид на город Тбилиси с крепости Нарикала



Рис. 2. Административный корпус Грузинского технического университета

Конференция посвящена обсуждению таких вопросов, как глобальный и региональный анализ селевых потоков, селевые катастрофы последних лет, риск и прогноз селей, моделирование, селевая опасность ледниковых озер, ледово-водно-каменные потоки, селезащитные мероприятия, нормативные документы по прогнозированию селевых потоков и проектированию противоселевых конструкций и сооружений, школы и традиции селеведения.

В конференции принимают участие около 200 экспертов из Австрии, Азербайджана, Армении, Болгарии, Бразилии, Великобритании, Германии, Грузии, Индии, Испании, Италии, Казахстана, Китая, Марокко, России, Таджикистана, Узбекистана, Украины, Франции и Швейцарии. Сайт конференции: [www.debrisflow.ru/df18](http://www.debrisflow.ru/df18).

В настоящем сборнике публикуются 75 статей. Названия статей, фамилии авторов, резюме и ключевые слова приведены на русском и английском языках, основной текст – на одном из указанных языков. Главным информационным партнером конференции является ООО «Геомаркетинг», которое публикует часть статей, отобранных Оргкомитетом, в журнале «Геориск» (№3 и 4 за 2018 год).

Важным элементом международного мероприятия является полевой семинар после конференции, включающий две поездки с посещением селевых бассейнов Грузии. Первая поездка включает обследование восточных районов Грузии – исторической области Кахетия. Здесь, в селевом бассейне Дуруджи, в течение нескольких десятилетий проводились стационарные исследования селей и эксперименты для создания приборов по изучению селей и противоселевых сооружений. Также в регионе расположены защитные дамбы сквозной конструкции, построенные в окрестностях города Телави. Вторая поездка посвящена изучению района Военно-Грузинской дороги – одного из древнейших торговых путей человечества, соединяющего территории к северу и к югу



от Главного Кавказского хребта. С этой территории в середине XIX века началось изучение селей на Кавказе. Здесь, на склонах горы Казбек, зарождались знаменитые катастрофические «Казбекские завалы», последний из которых произошел в 2014 году.



Кахетия. Кафедральный собор Св. Георгия (XI в.) в монастыре Алаверди, основанном в VI в.



Разрушенная селезащитная плотина на реке Дуруджи выше города Кварели.



Военно-Грузинская дорога. Гора Казбек.



Селевые бассейны в долине реки Белая Арагви.

Публикации участников конференции дают срез современного состояния теории и методов, используемых в селеведении – науке о селевых потоках. Можно надеяться, что статьи будут полезны для лиц, принимающих решения по защите от селей, научных сотрудников, специалистов-практиков. Также опубликованные материалы могут быть использованы преподавателями и студентами университетов при изучении селевых явлений.

При подготовке сборника трудов конференции к печати К.С. Висхаджиева выполнила часть работы по верстке и созданию дизайна. Е.А. Савернюк осуществляла сбор рукописей и переписку с авторами.

Финансовую помощь по изданию сборника трудов конференции оказало Агентство Ага Хана по Хабитат.





## Conference organizers, sponsors and partners



Georgian Technical University



Tsotne Mirtskhulava Water Management Institute of the Georgian Technical University



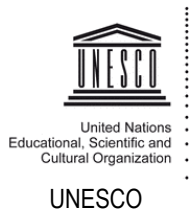
Debris Flow Association



Ministry of Education and Science of Georgia



Ministry of Natural Resources and Environment of Georgia



UNESCO



Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography



Aga Khan Agency for Habitat



High Mountain Geophysical Institute



Chongqing Institute of Green and Intelligent Technologies and Institute of Mountain Hazards and Environment, Chinese Academy of Sciences



Laboratory of Physical Geography, National Center for the Scientific Research, University Panthéon-Sorbonne



IBTP Koschuch e.U.



Engineering Academy of Georgia



Geo-Barrier



Caucasus Road Project



Ecocenter for Environmental Protection

### Main information partner

Geomarketing Publishing Center, Russia (The Georisk journal)



## Организаторы, спонсоры и партнеры конференции



Грузинский технический университет



Институт водного хозяйства им. Цотне Мирцхулава Грузинского технического университета



Селевая ассоциация



Министерство образования и науки Грузии



Министерство охраны окружающей среды и сельского хозяйства Грузии



Организация Объединенных Наций по вопросам образования, науки и культуры

ЮНЕСКО



Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет



Агентство Ага Хана Хабитат



Высокогорный геофизический институт



Чунцинский институт зеленых и интеллектуальных технологий и Институт горных опасностей и окружающей среды Китайской академии наук



Лаборатория физической географии Национального научно-исследовательского центра Франции



IBTP Koschuch e.U.



Инженерная академия Грузии



Гео-Барьер



Caucasus Road Project



Экоцентр охраны окружающей среды

### Главный информационный партнер

Издательский центр ООО «Геомаркетинг» (журнал «Геориск»)



## Organizing committee of the Conference

### Co-Chairmen of the Organizing Committee

- Archil Prangishvili** (Georgian Technical University, Georgia)
- Givi Gavardashvili** (Tsothne Mirtskhulava Water Management Institute of the Georgian Technical University, Georgia)
- Sergey Chernomorets** (Debris Flow Association and Lomonosov Moscow State University, Russia)
- Vincent Jomelli** (Laboratory of Physical Geography, CNRS and Pantheon-Sorbonne University Paris 1, France)
- Fangqiang Wei** (Institute of Mountain Hazards and Environment, Chinese Academy of Sciences, China, and Chongqing Institute of Green and Intelligent Technology, Chinese Academy of Sciences, China)

### Members of the Organizing Committee

- Tamazi Batsikadze** (Georgian Technical University, Georgia)
- Mukhtar Bekkiev** (High-Mountain Geophysical Institute, Russia)
- Ruslan Bobov** (Aga Khan Agency for Habitat, Tajikistan)
- Igor Bondyrev** (Vakhushti Bagrationi Institute of Geography of the Ivane Javakhishvili Tbilisi State University, Georgia)
- Goga Chakhaia** (Tsothne Mirtskhulava Water Management Institute of the Georgian Technical University, Georgia)
- Robert Diakonidze** (Tsothne Mirtskhulava Water Management Institute of the Georgian Technical University, Georgia)
- Yuri Efremov** (Kuban State University, Russia)
- Sven Fuchs** (BOKU University, Austria)
- Zurabi Gasitashvili** (Georgian Technical University, Georgia)
- Rinaldo Genevois**, Department of Geosciences, University of Padova, Italy
- Daviti Gurgenidze** (Georgian Technical University, Georgia)
- Christian Huggel** (Zurich University, Switzerland)
- Inga Iremashvili** (Tsothne Mirtskhulava Water Management Institute of the Georgian Technical University, Georgia)
- Irina Iordanishvili** (Tsothne Mirtskhulava Water Management Institute of the Georgian Technical University, Georgia)
- Nikolay Kazakov** (Sakhalin Department of Far East Geological Institute, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, Russia)
- Georgiy Kherkheulidze** (Institute of Hydrometeorology of the Georgian Technical University, Georgia)
- Levani Klimashvili** (Georgian Technical University, Georgia)
- Elena Kozireva** (Institute of Earth Crust, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Russia)
- Shorena Kupreishvili** (Tsothne Mirtskhulava Water Management Institute of the Georgian Technical University, Georgia)
- Merab Makarashvili** (Georgian Water Project, Georgia)
- Stanislav Makarov** (V.B. Sochava Institute of Geography, Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Russia)



- Akhmetkal Medeu** (Institute of Geography of Kazakhstan, Almaty, Kazakhstan)
- Otar Natishvili** (National Academy of Sciences, Georgia)
- Dzhumberi Panchulidze** (Georgian Technical University, Georgia)
- Irina Pavlova** (UNESCO – United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization)
- Maxim Petrov** (Institute of Geology and Geophysics of the National Academy of Sciences of Uzbekistan, Uzbekistan)
- Alexandr Shnyparkov** (Lomonosov Moscow State University, Russia)
- Vladimir Shurgaia** (Tsotne Mirtskhulava Water Management Institute of the Georgian Technical University, Georgia)
- Boris Stepanov** (Kazhydromet, Kazakhstan)
- Evgeniy Talanov** (Al-Farabi Kazakh National University, Kazakhstan)
- Daviti Tavkheldidze** (Georgian Technical University, Georgia)
- Emil Tsereteli** (Department of Natural Hazards Research, Centre of Monitoring and Forecasts, Ministry of Environment Protection and Natural Resources of Georgia, Georgia)
- Alexey Vinogradov** (Gidrotechproject, Russia)
- Eduard Zaporozhchenko** (Debris Flow Association, Russia)

#### **Secretariat of the Organizing Committee**

- Elena Savernyuk** (Lomonosov Moscow State University, Russia)
- Karina Viskhadzhieva** (Lomonosov Moscow State University, Russia)
- Eduard Kukhalashvili** (Tsotne Mirtskhulava Water Management Institute of the Georgian Technical University, Georgia)
- Marina Mgebrishvili** (Tsotne Mirtskhulava Water Management Institute of the Georgian Technical University, Georgia)



## Оргкомитет конференции

### Сопредседатели Оргкомитета

- Прангишвили Арчил Ивериевич** (Грузинский технический университет, Грузия)
- Гавардашвили Гиви Валерианович** (Институт водного хозяйства имени Цотне Мирцхулава Грузинского технического университета, Грузия)
- Черноморец Сергей Семенович** (Селевая ассоциация и Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, Россия)
- Вэй Фанцян** (Чунцинский институт зеленых и интеллектуальных технологий и Институт горных опасностей и окружающей среды Китайской академии наук, Китай)
- Джомелли Винсент** (Лаборатория физической географии Национального научно-исследовательского центра и Университет Париж-1 Пантеон-Сорбонна, Франция)

### Члены международного Оргкомитета

- Бацикадзе Тамаз Вахтангович** (Грузинский технический университет, Грузия)
- Беккиев Мухтар Юсубович** (Высокогорный геофизический институт, Россия)
- Бобов Руслан Абдураимович** (Агентство Ага Хана по Хабитат, Таджикистан)
- Бондырев Игорь Всеволодович** (Институт географии Вахушти Багратиони Тбилисского государственного университета имени Иванэ Джавахишвили, Грузия)
- Виноградов Алексей Юрьевич** (НПО «Гидротехпроект», Россия)
- Гаситашвили Зураб Акакиевич** (Грузинский технический университет, Грузия)
- Гургенидзе Давит Римикович** (Грузинский технический университет, Грузия)
- Диаконидзе Роберт Валерианович** (Институт водного хозяйства имени Цотне Мирцхулава Грузинского технического университета, Грузия)
- Ефремов Юрий Васильевич** (Кубанский государственный университет, Россия)
- Женеуа Риналдо** (Падуанский университет, Италия)
- Запорожченко Эдуард Валентинович** (Селевая ассоциация, Россия)
- Иремашвили Инга Робертовна** (Институт водного хозяйства имени Цотне Мирцхулава Грузинского технического университета, Грузия)
- Иорданишвили Ирина Константиновна** (Институт водного хозяйства имени Цотне Мирцхулава Грузинского технического университета, Грузия)
- Казakov Николай Александрович** (Сахалинский филиал Дальневосточного геологического института ДВО РАН, Россия)
- Климиашвили Леван Давидович** (Грузинский технический университет, Грузия)
- Купреишвили Шорена Зурабовна** (Институт водного хозяйства имени Цотне Мирцхулава Грузинского технического университета, Грузия)
- Козырева Елена Александровна** (Институт земной коры СО РАН, Россия)
- Макарашвили Мераб Акакиевич** (ОАО «Грузинский водный проект», Грузия)
- Макаров Станислав Александрович** (Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, Россия)
- Меду Ахметкал Рахметуллаевич** (ТОО «Институт географии», Казахстан)
- Натишвили Отар Георгиевич** (Национальная академия наук Грузии)



**Павлова Ирина Олеговна** (ЮНЕСКО – Организация Объединённых Наций по вопросам образования, науки и культуры)

**Панчулидзе Джумбер Николаевич** (Грузинский технический университет, Грузия)

**Петров Максим Анатольевич** (Институт геологии и геофизики им. Х.М. Абдуллаева Национальной академии наук Узбекистана)

**Тавхелидзе Давит Давидович** (Грузинский технический университет, Грузия)

**Таланов Евгений Александрович** (Казахский национальный университет им. Аль-Фараби, Казахстан)

**Цертели Эмиль Давидович** (Центр мониторинга и прогнозирования при Министерстве охраны окружающей среды и природных ресурсов, Грузия)

**Фукс Свен** (Университет природных ресурсов и естественных наук, Австрия)

**Хуггел Кристиан** (Цюрихский университет, Швейцария)

**Херхеулидзе Георгий Ираклиевич** (Институт гидрометеорологии Грузинского технического университета, Грузия)

**Чаяя Гога Гивиевич** (Институт водного хозяйства имени Цотне Мирцхулава Грузинского технического университета, Грузия)

**Шныпарков Александр Львович** (Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Россия)

**Шургая Владимир Шотаевич** (Институт водного хозяйства имени Цотне Мирцхулава Грузинского технического университета, Грузия)

#### **Секретариат Оргкомитета**

**Савернюк Елена Александровна** (Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, Россия)

**Висхаджиева Карина Сайдовна** (Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, Россия)

**Кухалашвили Эдуард Григорьевич** (Институт водного хозяйства имени Цотне Мирцхулава Грузинского технического университета, Грузия)

**Мгебришвили Марина Акакиевна** (Институт водного хозяйства имени Цотне Мирцхулава Грузинского технического университета, Грузия)



Селение Квемо-Млети, подверженное воздействию селевых потоков. Бассейн реки Арагви, Грузия.



Селевой очаг в районе села Цхнети. Бассейн реки Вере, Грузия.



## Традиции селеведения в институте гидрометеорологии Грузинского технического университета: оценки и перспективы

**Г.И. Херхеулидзе**

*Институт гидрометеорологии Грузинского технического университета, Тбилиси,  
Грузия, georgex@rambler.ru*

В статье содержится информация об основных направлениях и результатах научной и практической деятельности Института гидрометеорологии Грузинского технического университета в области селеведения за 75-летний период от его основания в 1953 году. Даются оценка результатов и выводы о возможностях их улучшения.

*селевые потоки, традиции, мониторинг, параметры, прогноз, защита, оценка*

## Traditions of mudflow studies in the institute of hydrometeorology of georgian technical university: evaluations, prospects

**G.I. Kherkheulidze**

*Hydrometeorological Institute of Georgian Technical University, Tbilisi, Georgia,  
georgex@rambler.ru*

The article contains information on the main directions and results of the scientific and practical activities of the Institute of Hydrometeorology of the Georgian Technical University in the field of debris flow science for a 75-year period from its foundation in 1953. The evaluation of the results and conclusions on the possibilities for their improvement are given.

*mudflows, traditions, monitoring, parameters, forecast, protection, assessment*

### Введение

Институт гидрометеорологии Грузинского технического университета (ИГ ГТУ или Гидрометинститут ГТУ) основан в 1953 году на базе Тбилисской геофизической обсерватории. При основании он – «Тбилисский ...», с 1963 года - Закавказский научно-исследовательский гидрометеорологический институт (ЗакНИГМИ), с 1992 года - Институт гидрометеорологии АН Грузии, ныне Гидрометинститут ГТУ. Сформировавшиеся традиции научных и научно-прикладных разработок института вносили и вносят определённый вклад в решение сложнейших общих и частных задач селеведения. В ёмком обзоре [Черноморец, 2006] отмечено участие института и его специалистов в формировании «советской школы» селеведения в «золотые десятилетия» (с 1950-го по 1990 год). Цель статьи - на основе краткого аналитического обзора 75-летней деятельности института в области селеведения (и смежных областях) осветить полученные результаты и сделать выводы о способах и возможностях их улучшения.





## Накопление и систематизация информации

Важный этап работы по сбору и систематизации информации о селевых водотоках и селевых явлениях на Кавказе был завершён 1969 году изданием “Каталога селеопасных рек Северного Кавказа и Закавказья” [*Каталог, 1969*], разработанного в соответствии с методическими рекомендациями КазНИГМИ и включающего каталоги: Северного Кавказа без Дагестана, Грузинской ССР, (Азербайджанской ССР и Дагестанской АССР, Армянской ССР, подготовленные под руководством специалистов соответствующих Управлений Гидрометеорологической Службы (УГМС). Каждый из перечисленных каталогов содержит: краткую характеристику географического положения рассматриваемой территории; обзорные картосхемы гидрографии с выделением пронумерованных по списку селевых водотоков; таблицы с перечнем селевых водотоков, их гидрографическими характеристиками, с перечнем всех зафиксированных случаев и дат прохождения селей; с данными об основных элементах обследованных селевых потоков, с указанием источников информации. Каталог иллюстрирован фотографиями фрагментов селевых русел. В этом капитальном труде были сосредоточены сведения о селевых бассейнах и прошедших селевых потоках за период с позапрошлого века по 1965 год, содержащиеся в трудах многих организаций и специалистов.

Сбор и обработка селевой информации по использованной в каталоге схеме продолжались всеми его разработчиками до начала 1990-х годов, причём значительное пополнение её объёма достигалось за счёт сплошного дешифрирования аэрофотоснимков территорий и поступления информации от гидрометеорологической сети. Институтом были разработаны рекомендации по созданию банков данных селевой информации (и выявлены её потенциальные потребители), по организации и проведению селевого мониторинга. Накопленная к началу 1990-х годов информация позволила, по разработанной в институте легенде и методам расчёта селеобразующего водного и селевого стока с участием специалистов соответствующих УГМС, издать обзорные карты селевой опасности Закавказья и Дагестана, Грузии, Азербайджана и Армении масштаба 1:1 млн., в которых в качестве критериев опасности были использованы количественные характеристики селевых бассейнов, очагов и максимального (прогнозного) селевого стока. На картах также дана информация о селеобразующих осадках 1% обеспеченности, необходимая для расчетов селевого стока (разработанная М.С. Хвичия – для Грузии и Е.А. Талановым – для остальных территорий).

По разработанной КазНИГМИ, с участием института, документам (“РД 52.30.238 89” и [*Методические..., 1989 и др.*]) намечались: организация и проведение работ по изучению селей и разработка расширенного издания каталога. Однако из-за возникшей в 1991 году разобщённости исполнителей на государственном, ведомственном и даже внутриведомственном уровнях, а также возникших проблем с финансированием и кадрами, перспективные работы были свёрнуты. С 1992 года сбор и систематизацию селевой информации институт осуществляет самостоятельно: оценки характера селевой опасности, установление зон её распространения в географических и административных районах территории Грузии, в том числе в составе различных тематических атласов. Существенный вклад в эти разработки по-прежнему вносит обширная и хорошо систематизированная информация “золотых десятилетий. Примером таких разработок является карта селеопасных районов Нижней Сванетии (рис. 1).



Рис. 1. Обзорная карта селевой опасности Нижней Сванетии (и прилегающих районов) и диаграмма распределения её территории по категориям: 1 - высокая; 2 - средняя; 3 - слабая; 4 - потенциальная; 5 - сели не ожидаются (равнина или ледники).

Преобладающий тип потока: - грязевый; - водокаменный; - смешанный; цифры 100, 120... нанесены на изолинии суточного слоя осадков 1% обеспеченности, мм: - граница региона – белая линия.

### Традиции в области изучения условий формирования селей и инженерных проблем селеведения

Работы по изучению условий формирования селевых потоков, их стоковых и русловых характеристик проводятся в институте с 1958 года под руководством И.И. Херхеулидзе, использовавшего ранее накопленный опыт работы в системе Союздорпроекта [Херхеулидзе И.И., 1947]. В институте разрабатываются основы инженерной теории селевых потоков, включающей: а) понятия - о пределе текучести селевой массы (в зависимости от физико-механических характеристик и концентрации её твёрдой составляющей); о плотности упаковки твердых частиц и возможности трансформации водного потока в селевой (которая отрицалась рядом селевиков, но была доказана уникальными экспериментами КазНИГМИ на Чемолганском полигоне); б) статистический и феноменологический анализ известных фактических материалов по параметрам селевых потоков и, на их основе, известных (в том числе собственных) методов расчёта с выбором оптимальных решений. Важнейшие результаты этих исследований нашли отражение в разработанном (ныне действующем) документе («Инструкция по определению расчетных характеристик дождевых селей. ВСН 03-76»), который даёт возможность определения (оценки) полного состава данных, необходимых для проектных обоснований. За истекший период она применялась как при проектировании многих десятков сооружений на селевых реках, так и для определения ареалов риска, связанного с селевым воздействием (в том числе специалистами института). Результаты проведенных исследований, а также рекомендации по определению параметров прорывных волн селевого генезиса подробно отражены в специальных сборниках [Гидротехнические..., 1972, 1984; Вопросы..., 1990].

Работа по изысканию возможностей усовершенствования инструкции ВСН 03-76 проводилась со времени её издания. Так, автором (И.И. Херхеулидзе) в статьях сборника [Гидротехнические..., 1984, с. 27-47 и 47-60] было предложено при определении селеактивности в селевых очагах, сложенных рыхлообломочным грунтом, вводить поправку на устойчивость их ложа, зависящую от числа Лохтина и возможности (и целесообразности) определения водного расхода, наряду с рекомендованным в инструкции ВСН 03-76, другими – наиболее подходящими (апробированными) для данных условий методами (например, также разработанными в институте техническими указаниями Г.Д. Ростомова [Технические..., 1980]). Было предложено детализировать слишком широкий диапазон значений удельной селеактивности для каждого из характерных участков бассейна (таблица 1 ВСН 03-76) путем учёта: принадлежности слагающих селевые очаги основных пород к одному из шести (Э.Д. Церетели, в



[Гидрологические..., 1984, с. 10-27]) литолого-стратиграфических комплексов, высотного положения очага и его удалённости от основного русла. Эти рекомендации включены в соответствующие разделы опубликованного (но не утвержденного) пособия (ПМП-91) [Пособие..., 1982], затем, с рядом оценок опубликованы автором [Херхеулидзе Г.И., 2011, 2013].

Отметим, что в состав традиций специалистов института входит систематическое сотрудничество с проектными организациями с непосредственным участием в составлении проектных обоснований и принятием окончательного объективного решения на основе сравнительного анализа с другими известными (прежде всего нормированными) решениями и сопоставления с репрезентативными фактическими данными.

### Вопросы противоселевой защиты

Основы этого направления исследований были заложены в 1940-е годы и обобщены в публикации [Херхеулидзе И.И..., 1947], где рассмотрены мероприятия по предотвращению развития эрозионных процессов в горно-предгорной зоне, в частности, сокращению объёма овражных (селеобразующих) выносов – путём возведения барражей. В ЗаКНИГМИ это направление получило дальнейшее развитие. Были проанализированы существующие методы селезащиты и регулирования селевых русел, предложены новые типы «сквозных индустриальных селезащитных сооружений из сборного железобетона» («системы ЗаКНИГМИ») и разработан комплекс рекомендаций по их проектированию в различных природных условиях [Херхеулидзе И.И..., 1967], Институт организует исследования с целью обеспечения их надёжности: систематизируются возможные схемы воздействия селей на преграды (схема Херхеулидзе Г.И. в СН 518.79) и разрабатываются методы расчёта селевых нагрузок на них. [Гидрологические..., 1984, с. 67-77, 77-112], в лабораториях гидротехники, гидродинамики и аэродинамики проводятся экспериментальные исследования гидравлической работы конструкций. Разрабатываются теоретические основы и программное обеспечение статико-динамических расчетов сквозных конструкций и их элементов. В 1975 и 1976 гг. на примере экспериментального сквозного сооружения на р. Дуруджи, успешно выдержавшего натиск двух мощных селей, подтверждается эффективность работы этих конструкций. Изучение опыта работы сквозных сооружений позволяет к концу 1970-х годов разработать рекомендации по усовершенствованию их конструктивных элементов и компоновочных схем (Г.И. Херхеулидзе). Эти рекомендации, в частности, были реализованы в осуществленном проекте защиты от селей г. Телави комплексом из трех сквозных конструкций высотой 12,5 м. Конструкции системы ЗаКНИГМИ были построены также в Югославии и в ряде других стран.

К сожалению, опыт эксплуатации сквозных конструкций не обобщался. При этом известно, что экспериментальное сооружение на р. Дуруджи, а также несколько сооружений на Северном Кавказе и в Казахстане были разрушены селом, что используется как предлог усомниться в эффективности конструкции (особенно конкурентам). Однако, без специальной (и объективной) экспертизы проектных обоснований и установления конкретных причин разрушения сооружений суждения об их эффективности не корректны. Так, в статье из сборника [Гидрологические..., 1976, с. 112-124] наглядно показано, что причины разрушения – это: размыв нижнего бьефа конструкции из-за грубейших отклонений от проекта при постройке; ничем не обоснованный отказ (Минводхоза) от продолжения эксперимента и прекращение эксплуатационного надзора. Отметим, что пойменная секция, заполненная крупнообломочной селевой массой, ещё долго выполняла роль полузапруды, отжимая потоки (в том числе селевые) к правому берегу, препятствуя лобовому набегу их на защищающую город Кварели дамбу.

Причиной разрушения сооружения, помимо дефектов, постройки, может быть также несоответствие его размеров или (и) её элементов расчётным типу и параметрам



селя. Например, если фактические параметры селя превысили расчётные, или если принятая сквозность конструкции не достаточна для смягчения лобовой нагрузки (при крупновалунных селях).

### Задачи прогнозирования селевой опасности и проблемы селевого мониторинга

Под селевой опасностью подразумевается возможность получения ущерба в результате прохождения селя, а под риском - пренебрежение знанием о такой возможности с оценкой вероятности и масштаба ущерба или без неё. Критерием такого риска может быть ущерб, который будет получен в зоне селевого воздействия при параметрах селевого стока с заданной обеспеченностью. Отметим, что селевикам института предпочтительно определять селя, как “поток твёрдожидкой (селевой) массы (смеси)” или (для преобладающего типа селей) - “поток водно-грунтовой смеси”, который, кстати, может перемещаться как быстро, так и медленно и на любых уклонах, например, при набеге на преграду и переливе через неё). Специалисты института полагают, что экзогенные процессы (выветривание, эрозия, сели и др.), в приложении к селеведению, это – комплексные метеорологические, гидрологические и геологические процессы (по принципу общего определения: процессы между атмосферой, гидросферой и литосферой).

Со второй половины 1980-х годов в институте (З.П. Богуславская, О.М. Фридман, И.Г. Плоткина, Г.И. Херхеулидзе, И.В. Чоговадзе) разрабатываются рекомендации по альтернативным краткосрочным прогнозам селеопасности и селеобразующих осадков с использованием методов дискриминантного анализа с просеиванием предикторов и методики распознавания образов. Создается банк данных по 6 пунктам наблюдения метеорологических данных, расположенных в бассейне р. Алазани, по 13 основным предикторам, влияющим на селевые процессы (ежедневные данные наблюдений) за весь период известных случаев прохождения селей. На основе результатов этих исследований разработаны: ряд прогностических зависимостей, а также комплексная методика выдачи альтернативного прогноза селевой опасности. Проверка рекомендуемых методов по данным 56-летнего цикла наблюдений с ежедневной выдачей прогноза, оценкой качества прогноза по всем критериям матрицы сопряженности показала удовлетворительную надежность рекомендуемых методов, подтверждённую также кратковременным периодом испытания гидрографической партией ГрузУГМС, которое закончилось в связи с отсутствием необходимых финансов и кадров. Основные результаты описанных исследований опубликованы в статьях [*Вопросы...*, 1990 с. 29-46 и с. 88-100; Херхеулидзе, 2001].

Оценки влияния изменения климата на характер и масштаб селевых процессов в настоящее время находятся в стадии разработки и даются на основе параметрического и феноменологического анализа параметров, принятых для альтернативного прогноза селей и расчёта их стокowych характеристик в диапазоне их возможных изменений (с учётом возможности похолодания). Оценивалось также возможное влияние длительной засухи на параметры селевого стока. Основное содержание этих разработок освещено в публикациях [Херхеулидзе, 2012; 2014, 2015], где также освещаются разработки института в области селевого мониторинга. Принимается, что селевой мониторинг – составной элемент мониторинга окружающей среды (для страны - системы природохозяйственного мониторинга, а поэтому его планирование и осуществление в соответствии с заданными критериями и контроль за ним на всех уровнях (от локальных до государственных мероприятий) - задача специального государственного органа (по замкнутой схеме: информация - оценка – прогноз – мероприятия – информация снова – оценка ... и т.д. (в том числе эффективности осуществлённых мероприятий). Подробные рекомендации, включая структурную схему его организации и функционирования мониторинга, даются в публикациях [*Вопросы...*, 1990 с. 29-46 и с. 88-100; Херхеулидзе, 2001]. На основе этих рекомендаций, по поступившей заявке, институтом разработан и

передан заказчику проект организации селевого мониторинга в зоне объектов гидроэлектростанции в верховьях р.Алазани (Хадори ГЭС).

За прошедший 75-летний период селевики института практически постоянно участвовали в комиссиях всех уровней по оценкам последствий прохождения разрушительных селей, а также в гидрологических обоснованиях проектов сооружений на селевых водотоках и в зоне их влияния на русловые процессы. На рис.2 показан автодорожный мост, разрушенный в 2001 году селем правого притока р. Цхенисцхали (Бабили) и погребённая в селевую массу упавшая с моста машина.



Рис. 2. Последствия прохождения селя на р. Бабили (фото Н.В. Рухадзе, 2001 г.)



Рис. 3. Состояние автомобильной дороги на правом берегу р. Цхенисцхали.

### Выводы и рекомендации

1. Разработанные в институте, также как любые другие существующие и новые, теоретические и практические разработки, методы, рекомендации, определения (терминология), конструкции могут и должны постоянно совершенствоваться на основе их объективного и конструктивного сравнительного анализа и объективной оценки



результатов применения (если это возможно - на основе достоверных фактических данных, полученных современными методами, с доказанной их репрезентативностью).

2. Созданная за прошедший период теоретическая и научно-методическая база и сегодня позволяет решать многие задачи, однако - лишь в объёме выделяемых на исследования финансов и при наличии современного технического оснащения и квалифицированных кадров.

3. Сель – это, всё-таки, поток и, прежде всего, гидрометеоролого-геологическое (без претензии на формулировку) явление. Поэтому в осуществлении селевого мониторинга (обследованиях, оценках и рекомендациях) необходимо участие и гидрологов, и геологов, а в назначении и разработке защитных мероприятий, разумеется – гидротехников.

### Список литературы

- Вопросы Гидропрогнозов, гидрологии мелиорируемых территорий и гляциологии (1972). Тр. ЗакНИГМИ, 92(99): 29-46, 80-100. Л.: Гидрометеиздат.
- Гидрологические и гидротехнические основы проектирования противоселевых сооружений (1972). Под ред. Г.Н. Хмаладзе. Тр. ЗакНИГМИ, 40(46): 212. Л.: Гидрометеиздат.
- Гидрологические и гидротехнические проблемы противоселевых мероприятий. Под ред. Г.И. Херхеулидзе. Тр. ЗакНИГМИ, 40(46): 136. Л.: Гидрометеиздат.
- Методические указания по ведению государственного водного кадастра (1989). Разд. 1. Поверхностные воды, 3(4). Ежегодные данные о селевых потоках. Алма-Ата, Каз-НИГМИ, 94 с.
- Каталог селеопасных рек на территориях Северного Кавказа и Закавказья (1969). Тбилиси, УГМС ГУГМС СССР, 340 с.
- Карта селевой опасности Закавказья и Дагестана (1989). М 1:1 млн. Под ред. Г.И. Херхеулидзе. М., ГУГК СССР.
- Пособие к СНиП 2.05.03-84 «Мосты и трубы» (ПМП-91) (1992). М., ЦНИИС.
- Технические указания по расчёту максимального стока рек в условиях Кавказа (1980). (Г.Д. Ростовов). Тбилиси, Закавказский Госкомгидромет СССР, 71 с.
- Херхеулидзе Г.И. (2001). Особенности использования дискриминантного анализа при разработке методов фоновых прогнозов селевой опасности (на примере базы данных по бассейну р. Алазани). Тр. Междунар. конф. по эрозионно-селевым явлениям и некоторым смежным проблемам. Тбилиси: АН Грузии, Грузгидроэкология, 229-235.
- Херхеулидзе Г.И. (2011). Оценка параметров модели предельного насыщения в методах расчёта максимального селевого стока. (Международная научно-техн. конф. Актуальные проблемы гидрометеорологии и экологии). Сб. трудов Института Гидрометеорологии ГТУ, 117: 40-43.
- Херхеулидзе Г.И. (2012). Часть 2. Сели. В кн.: Катастрофические наводнения, сели, лавины в Грузии их безопасность. Тбилиси, Технический университет, 110-175 (на груз. яз.).
- Херхеулидзе Г.И. (2013). Проблемы и опыт оценки расчётных параметров селеформирующего водного стока. (Международная научно-техн. конф. «Актуальн. проблемы гидрометеорологии и экологии»). Сб. трудов Института Гидрометеорологии ГТУ, 119: 173-177.
- Херхеулидзе Г.И. (2014). Задачи пространственно-временного прогнозирования селевой опасности в составе проблемы смягчения риска ущерба и оценка возможностей их выполнения. Сб. трудов Института Гидрометеорологии ГТУ, 120: 73-77.
- Херхеулидзе Г.И. (2015). О влиянии возможных изменений селеформирующих условий и факторов на характер и масштабы селевого риска. Сб. трудов Института Гидрометеорологии ГТУ, 121: 10-14.
- Херхеулидзе И.И. (1947). Овражные и селевые выносы. Тбилиси, Дориздат, 95 с.
- Херхеулидзе И.И. (1967). Сквозные защитные и регулирующие сооружения из сборного железобетона на горных реках. М., Гидрометеиздат, 131 с.
- Черноморец С.С. (2006). Селевые исследования в России и в странах бывшего Советского Союза. В кн.: Изменения природной среды на рубеже тысячелетий. Тбилиси-Москва, Изд-во Полиграф, 67-75.



## Analysis of debris flows by application of GIS and remote sensing: case study of western foothills of Pirin Mountains (Bulgaria)

A. Baltakova<sup>1</sup>, V. Nikolova<sup>2</sup>, R. Kenderova<sup>1</sup>, N. Hristova<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Sofia University "St. Kliment Ohridski", Sofia, Bulgaria, abaltakova@gea.uni-sofia.bg, rosica@gea.uni-sofia.bg, hristovaneli@abv.bg

<sup>2</sup>University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", Sofia, Bulgaria, v.nikolova@mgu.bg

Debris flows occur in many areas in Bulgaria, but the studies of these cases are mainly for their structure and insensitivity and less attention is given to the susceptibility and risk assessment. Although the development of computer technology, geoinformation approach in debris flows investigation in Bulgaria is still not wide applied. The current study focuses on the geological-geomorphological features of the debris flows areas and their role in mass movement. Morphometric characteristics of the basins and rivers/streams channels are analyzed in relation of slope hydrologic properties and mass movement. Lithological substrate and land cover are also considered. Normalized difference vegetation index is used for assessment of land cover and outlining the debris flows areas. The research is held on the foothills of Pirin Mountains (Bulgaria). In the area steep slopes, deep weathering and many faults are highly presented, which, combined with sparsely vegetation and intensive rainfall determine the frequent occurrence of debris flows. GIS analyses are done on the base of SRTM digital elevation model, Sentinel 2 images (ESA), geological map in scale 1:100 000 and field investigations. Application of GIS technology provides an opportunity for easy performing of spatial analyses and investigating the functional and spatial relations between different aspects of debris flow environment. The results of the research can be used in debris flows susceptibility assessment and mapping which is a first step in disaster risk reduction and management.

*debris flows, Pirin Mountains (Bulgaria), GIS*

## Применение ГИС и данных дистанционного зондирования для анализа селевых потоков на примере изучения восточных предгорий Пирина (Болгария)

А. Балтакова<sup>1</sup>, В. Николова<sup>2</sup>, Р. Кендерова<sup>1</sup>, Н. Христова<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Софийский университет имени святого Климента Охридского, София, Болгария, abaltakova@gea.uni-sofia.bg, rosica@gea.uni-sofia.bg, hristovaneli@abv.bg

<sup>2</sup>Горно-геологический университет имени святого Ивана Рильского, София, Болгария, v.nikolova@mgu.bg

Сели сходят во многих районах Болгарии, однако большая часть исследований посвящена изучению структуры селевых потоков и их интенсивности, и гораздо меньше внимания уделяется анализу селевой опасности и оценке селевого риска. Компьютерные технологии и геоинформационные методы в исследовании селевых потоков в Болгарии по-прежнему недостаточно широко применяются. В данном исследовании основное внимание уделяется геолого-геоморфологическим



особенностям территорий, подверженных сходу селей, и их роли в массовом движении. Проанализированы морфометрические характеристики бассейнов и русел водотоков, а также взаимосвязь этих характеристик с гидрогеологическими особенностями склонов и склоновыми процессами. Также учитываются литологические особенности и растительный покров. Нормализованный разностный индекс растительности используется для оценки растительного покрова и оценки площадей развития селевых процессов. Исследование проводилось в предгорьях гор Пирин (Болгария). Этот район характеризуется крутыми склонами, высокой степенью выветрелости пород и наличием большого количества разломов, что в условиях разреженной растительности и интенсивных осадков обуславливает сход селевых потоков. В качестве основы для ГИС-анализа использовались цифровая модель рельефа SRTM, снимки со спутника Sentinel 2 (ESA), геологическая карта масштаба 1: 100 000 и данные полевых исследований. Применение технологии ГИС облегчает проведение пространственного анализа и изучения функциональных и пространственных отношений между различными характеристиками территорий развития селевых процессов. Результаты исследования могут быть использованы при оценке и картографировании селевой опасности, что является первым шагом к снижению риска бедствий и управлению ими.

*селевые потоки, горы Пирин (Болгария), ГИС*

## Introduction

The complicated nature of debris flows as a result of interaction between many factors require analysing a great volume of data, considering many cases at different conditions and investigating the interconnection between debris flows triggering factors. A detailed study of the relation between climate, surface properties and geomorphology is done by *Melton* [1957] who gives a special attention to the quantitative indicators and statistical methods in investigations and consider different morphometric parameters that have important role in basin hydrology. Development of geomorphological and hydrological researches and collecting of quantitative information about drainage basins lead to increasing the number of publications about basins morphometry and particularly analyzing the morphometric parameters to identify debris flows prone areas [*Jackson et al., 1987; Bovis and Jakob, 1999; Wilford et al., 2004; Bertrand et al., 2012; Zhou et al., 2015; Jun et al., 2017 etc.*].

Different indices are used considering the topographic, geological, hydrological and climate properties of catchments. The most often used ones are slopes angle, stream slope, catchment area, catchment relief, curvature, physical-mechanical properties of rocks, rainfalls. Having regard, the morphometric properties of catchments, the catchment relief and relief ratio are determined as two important impact factors on the debris flow occurrence because the catchment with larger catchment relief and the relief ratio can afford enough energy for debris flow initiation and transportation [*Zhou et al., 2015*]. Land cover and the role of vegetation in mass movement and debris flows development is investigated by *Barlow et al., 2006; Kuriakose, S. L., 2006*.

The need of processing a great volume of information in investigating the debris flows areas, some ones of which are difficult to be detailed investigated on the field, and development of computer technology determine wider use of geographic information systems (GIS) and remote sensing methods. The possibility of GIS and remote sensing in debris flows investigation is considered by [*Melelli and Taramelli, 2004; Elkadiri et al., 2014; Yin et al., 2017*].

Considering the complicated nature of the debris flows, the aim of the current research is to analyze the geological-geomorphological features of debris flows prone areas in order to assess their susceptibility by using GIS and remote sensing technology. For assessing the debris flows susceptibility, the following morphometric parameters are considered: basin area, basin relief, relief ratio, basin shape and slope of the topographic surface. Vegetation and lithology are also considered.



## Study area

The research is done in the foothills of the Pirin Mountains, located in the Southwest Bulgaria (Fig. 1).

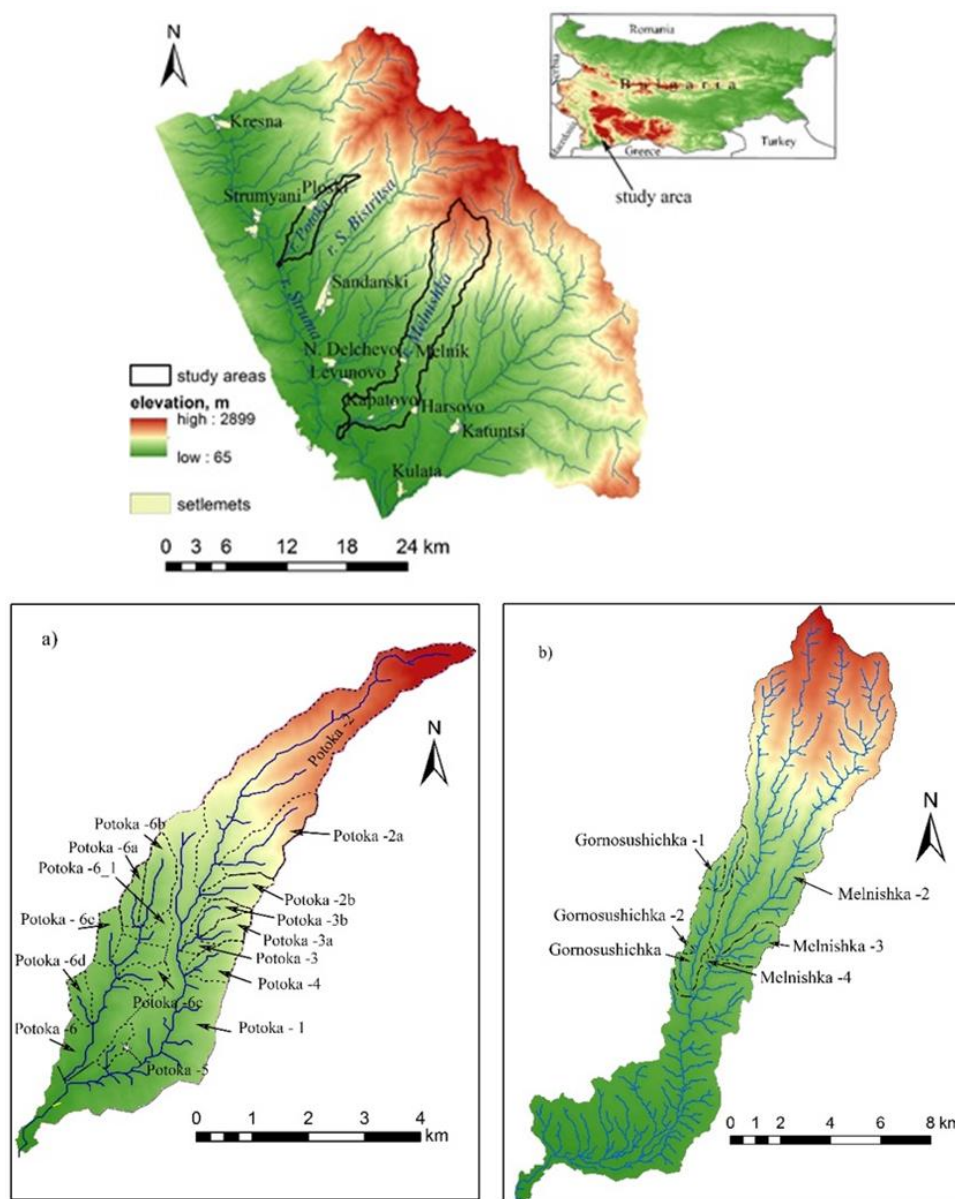


Fig. 1. Study area – basins and subbasins: a) subbasins of river Potoka; b) subbasins of river Melnishka

The catastrophic character of debris flows in the region was first recognized by M. *Glovnja* [1958] who described debris flows from the river Blagoevgradska Bisritsa catchment (north from the studied area). Debris flows in the Middle Struma Valley were studied regarding their type, climatic conditions and partly their mitigation by [Kenderova and Vassilev, 1997; 2002] and [Kenderova et al., 2013a; 2013b, 2014]. In some sources the studied catchments were characterized as torrential [Marinov, 1984; Zakov, 2001; Bruchev et al., 2001], but in recent 20 years there are no records about debris flows occurrence.

Potoka River (18.3 km<sup>2</sup>) heads from 1300 m a.s.l. and flows into the river Struma at 220 m. It has SW direction which follows the main slope orientation of this part of the Pirin Mountains. Almost all the catchment area is located in Neogene sandstones and conglomerates [Zagorchev, 1990].

River Melnishka (95.6 km<sup>2</sup>) catchment is spreading from 2500 to 80 m a.s.l. and also mouths at the river Struma. The lowest part is covered by contemporary alluvial deposits.



Neogene sandstones and conglomerates takes the lower slopes of the mountain in the periphery of the Sandanski Depression [Kanev 1989]. The higher catchment parts are built by gneisses, migmatites and granites, part of the Pirin southern pluton body [Zagorchev, 1990].

Climate in this part of Pirin is mountainous with strong Mediterranean influence in the higher parts and Mediterranean with continental influence in the lower parts [Ratchev, Nikolova 2009]. Annual precipitation values are between nearly 690 mm in the higher parts and about 530 mm in the lower parts.

### Data and Methods

The current research is done by applying basin approach in analysing debris flows prone areas. Having regard, the complex character of this hazardous phenomenon this is the most logical approach because in the frame of river/drainage basin the interaction between all landscape forming factors is the strongest. For the purpose of the research 2 river basins are considered (described above, section Study area, and presented on Figure 1). The both basins are divided of several subbasins and morphometric parameters for each one of them are calculated.

Morphometric parameters of the drainage basins are determined on the base of 30 meters SRTM digital elevation model (DEM) [USGS, NGA, NASA]. The first step in DEM processing is to convert the geographic coordinate system of the initial file into the projected coordinate system (we used UTM projection) to be able to do the next calculations. Drainage network and watersheds are delineated in ArcGIS environment by Hydrology Spatial Analyst Tool (ESRI Inc.). The drainage network is generated from flow accumulation raster by Map Algebra. Having regard, the complicated mountain relief of the study areas and the characteristics of the investigated phenomena (debris flows) which are mostly related to gully erosions, and also aiming to include all streams (both with a permanent and temporal flow) in the model we accepted that the threshold area to create a stream is 0.1 km<sup>2</sup>. In 30 m DEM the number of cells corresponding to 0.1 km<sup>2</sup> area is 111 and in this case the stream raster is generated from flow accumulation raster where all cells with a value greater than 111 received a value 1 and present streams, and all other were set to null.

Morphometric parameters, vegetation features and rocks properties used for characterizing the basins are described in Table 1.

Field investigations and data about geological and geomorphological properties of the study area are a basis of the current research. Geological map in a scale 1: 100 000 [Zagorchev, 1990] is used for presenting the role of lithology as a debris flow triggering factor. For this purpose, rocks are grouped according their physical-mechanical properties in the following groups: 1) intrusive rocks (manly granite); 2) gneiss and amphibolites; 3) conglomerates and sandstones, and 4) alluvial - gravel, sands and clay. The different susceptibility to weathering of the rocks influence to the ability to be detached and to be involved in the debris flow process.

Table 1. River basins parameters used in debris flow susceptibility assessment

Parameter	Description and relation to debris flows
Basin area, km <sup>2</sup>	Catchment area, determined on the base of 30 m DEM. Polygon attribute table in GIS environment is used for calculating geometry. The size of the catchment area influence on the variability of the hydro-climatic and geomorphic conditions, and in this regard on the debris flows occurrence. It affects the total amount of the surface runoff and its distribution.
Basin relief, km	The vertical distance between the highest point in the basin and the mouth of the basin (Melton, 1957). It is an indicator for the geodynamics of the area and development of the erosion processes.
Relief Ratio, km	Basin relief divided by the basin length (Schumm, 1954; Strahler, 1958). It is a measure of the general steepness of the basin.
Melton index	Calculated by dividing the basin relief by the square root of the basin area. It is considered as an indicator for the ruggedness. Watersheds prone to debris flows has Melton ratios (indices) >0.3 (Jackson et al., 1987) and > 0.53 according to Bovis and Jakob (1999).



Parameter	Description and relation to debris flows
	Melton index should be considered and interpreted together with the other morphometric parameters.
Basin length, km	Measured along the long axis of the basin, longest dimension measured parallel to main stream channel. Calculated in GIS environment on the base of stream direction raster as downstream distance along the flow path (Flow length – ArcGIS Hydrology Tool).
Basin Shape Factor	A ratio between basin length and basin width. Basin shape directly impacts the size of peak discharge and the time of its arrival at the basin outlet. The peak discharge is higher and the time is shorter at circular basins.
Basin area with a slope <12°	Topographic surface sloped < 12° in % of the total area of the basin. Includes the transition between mountain relief and low land (sloped to horizontal surface) which influence the transportation and accumulation of colluvial material.
Basin area with a slope >25°	Topographic surface sloped >25° in % of the total area of the basin. The areas with higher energy of mass movement.
Stream density, km/km <sup>2</sup>	The total length of streams in the catchment area divided by the total area of the catchment. It is an indicator for the development of erosional processes, incl. gully erosion which is a prerequisite for debris flow occurrence.
NDVI - bare soils, arable land, %	Bare soils and arable lands are considered as more prone to debris flows. The area is determined by values of NDVI between 0 and 0.2
NDVI -forest, %	Forest areas are less prone to debris flows. They have retention role to the flows. Forest areas are determined by the values of NDVI > 0.5
Rocks type	Physical – mechanical properties of the rocks influence on the water permeability and runoff distribution as well as on the saturation and mass movement, and in this regard impact on the debris flow occurrence.

Land cover and particularly vegetation influence on surface runoff of rainfall and snowmelt and together with the topographic factors and climate impact on debris flows occurrence. The effect of vegetation on debris flows development is considered through the normalized difference vegetation index (NDVI). It is calculated on the base of Copernicus Sentinel data [2017, *European Space Agency*] considering red (B04) and near infrared (B08) bands. In the current research Sentinel 2 images are used, acquisition date 16 October 2017. The following equation is applied in Map Algebra to the both bands images:

$$NDVI = (B08 - B04) / (B08 + B04). \quad (1)$$

In the interpretation of NDVI values we accepted that negative values present areas of water bodies, clouds, snow cover that reflect red band greater than infrared. Values close to 0 (0 – 0.2) present bare soils and arable land, which are more prone to debris flows. These areas reflect nearly in the same rate red and infrared bands. Rare vegetation has values of NDVI between 0.2 and 0.5, and values greater than 0.5 present forest areas. The highest values are for the densest vegetation (forest) cover. The time of image acquisition should be considered in the analysis and interpretation of NDVI. The results of NDVI for the study areas in October are lower than in June but considering that debris flows are more possible to happen on bare soils or rare vegetation and following the precautionary principle in debris flow susceptibility assessment we used images of autumn period. Using images of winter month is not applicable in this case because of snow and clouds.

After entering the data about the relief, land cover and lithology in the GIS environment, data processing and calculating the above described indices the next step is to determining and assessing the debris flows prone basins/ subbasins using the morphometric parameters. For this purpose, we used the following parameters: basin relief, relief ratio, Melton index, basin length, basin shape factor and stream density and area with a slope greater than 25°. Each one of these parameters was rated in 3 classes (1, 2 and 3) presenting the debris flow susceptibility rates (1 – very low and low; 2 – moderate and 3 – high). The values are determined by expert views and considering the physical-geographical properties of the study basins as well as the publications in the field of debris flows investigations, cited in the Introduction section of this paper. A complex assessment is done accepting that the considered morphometric parameters have equal influence on debris flows occurrence. The second step is to add the information



about the land cover and lithology to the complex morphometric assessment. Weighted sum overlay (ArcGIS Spatial Analyst Tool) is used. The weights of importance of the considered parameters are determined by expert evaluation as follow: for land cover (vegetation) – 50%; lithology – 25% and morphometric indices – 25%.

## Results

The river basin morphometry is calculated on the DEM basis and presented in Table 2. The most important values are marked in bold.

The basin area influences on the total amount of the surface runoff which entered from the rainfall and on the drainage time. In larger basins the total rainfall is bigger than in the small ones and in this regard, it could be a prerequisite for intensive surface erosion. On the other hand, the time for drainage is longer and the probability for flash floods and debris flows is lower. Numerous investigations show that debris flows are more typical for small basins. Because of the contradictory character of the basin area to the surface runoff and debris flows occurrence this parameter is not directly considered in debris flow prone assessment, but it is an important basin characteristic and is considered in calculating of other parameters (for instance Melton index). Basin relief, basin ratio and basin length are indicators for steepness of the study areas and should be considered together with the basin area. In the particular cases of the investigated basins, the river Potoka catchment area is more susceptible to debris flows. Although the values of basin relief for some parts of river Melnishka are higher, they are received for larger areas. A complex parameter presenting the basin relief and area is Melton index. According to this parameter the river Potoka subbasins show a higher susceptibility again. Basin shape factor impacts on the discharge of the area and indirectly effect the hydro-geomorphological processes in the basin. The discharge of circular basins is faster than in the elongated basins of the same area because the tributary runoff flows into the main stream nearly in the same time. Regarding the basin shape factor the investigated basins and subbasins are rather low and moderately prone to debris flows than high. The stream density indicates the rate of the development of erosion processes and the drainage network as a whole. On the other side in the analysis of debris flows areas this indicator should be considered and interpreted in relation to the number of streams (particularly 1st order streams – these that have not tributaries), basin area, relief and other morphometric parameters. In the investigated cases the values of stream density show more favorable conditions for debris flows in the river Potoka subbasins than in the subbasins of the river Melnishka.

Analysing the role of the topographic surface in debris flows occurrence, we considered 2 slope intervals:  $< 12^\circ$  and  $> 25^\circ$ . The limit of  $12^\circ$  is chosen because in many geomorphological classifications and in Bulgarian Regulation about large scale topographic maps this value is used as a limit for delineating mountain areas. Having regard that debris flows are mass movement in wet, saturated environment they could arise even at small degree of the sloping surface. Although that, the higher degrees of slopes are stronger presented as debris flows triggering factors. *Wilford et al.* [2004] consider slopes greater than  $30^\circ$  and particularly between  $30^\circ$  and  $40^\circ$ . According *Zhou et al.* [2015] debris flow prone catchments have slopes between  $25^\circ$  and  $45^\circ$ . In the current paper study areas have slopes until  $50^\circ$ , but the areas steeper than  $40^\circ$  take very small part of the investigated basins. In debris flow prone assessment we accepted that the slopes greater than  $25^\circ$  have greater importance. Slope raster is generated in GIS environment on the base of DEM and reclassified in the three rates. The values show that basin/subbasins of river Melnishka are more prone to debris flow according to the slope parameter.

The described morphometric parameters of the basins are rated according to their importance for debris flow occurrence (Table 2) and the assessment of debris flow susceptibility by morphometric parameters is calculated and presented on Figures 2a and 2b.



Table 2. Values of river basins morphometric and landover parameters

Basins/ Subbasins	Basin area, km <sup>2</sup>	Basin relief, km	Relief Ratio, km	Basin length, km	Melton index	Basin Shape Factor	Stream density, km/km <sup>2</sup>	Basin slope <12 (% of the basin area)	Basin slope >25 (% of the basin area)	NDVI – bare soils, arable land (% of the basin area)	NDVI – forest (% of the basin area)
<b>River Potoka</b>											
Potoka basin	18.3272	1.2380	0.0825	15.0000	0.2892	12.2768	2.04	45.57	6.10	6.36	29.49
Potoka – 1	13.3360	1.1950	0.0906	13.1900	0.3272	13.0456	2.04	39.29	7.55	4.34	39.47
Potoka – 2	6.4588	0.9610	0.1232	7.8000	0.3781	9.4197	1.86	26.96	12.51	0.17	70.53
Potoka 2a	1.1219	0.4170	0.1709	2.4400	0.3937	5.3066	2.06	26.99	9.85	0	41.79
Potoka 2b	0.4831	0.2230	0.1593	1.4000	0.3208	4.0571	1.84	35.02	3.79	2.99	13.95
Potoka – 3	0.7746	0.2700	0.1500	1.8000	0.3068	4.1830	2.39	30.23	4.01	0.71	21.47
Potoka - 3a	0.3038	0.2300	0.2018	1.1400	0.4173	4.2778	1.94	23.50	8.75	1.45	17.17
Potoka - 3b	0.3371	0.2140	0.1507	1.4200	0.3686	5.9821	2.35	26.68	1.35	0.06	33.63
Potoka – 4	0.4847	0.2370	0.1823	1.3000	0.3404	3.4869	1.85	30.47	8.75	5.57	21.19
Potoka – 5	0.2119	0.1410	0.1294	1.0900	0.3063	5.6071	2.38	59.07	2.49	21.93	0
Potoka – 6	4.3400	0.4180	0.0760	5.5000	0.2006	6.9701	1.88	60.19	2.55	11.28	3.00
Potoka - 6_1	1.3684	0.2910	0.1293	2.2500	0.2488	3.6995	1.95	49.25	4.33	12.98	6.83
Potoka - 6a	0.3260	0.1160	0.0829	1.4000	0.2032	6.0129	2.04	98.61		2.18	0
Potoka - 6b	0.7343	0.2760	0.1415	1.9500	0.3221	5.1783	1.76	29.47	7.86	11.73	11.72
Potoka - 6c	0.3249	0.1250	0.1136	1.1000	0.2193	3.7242	1.98	65.27		16.02	0
Potoka - 6d	0.3008	0.1140	0.1009	1.1300	0.2079	4.2457	1.93	54.04	3.28	13.55	0
Potoka - 6e	0.3719	0.1080	0.0915	1.1800	0.1771	3.7444	1.69	95.70		1.90	1.22
<b>River Melnishka</b>											
Melnishka basin	95.6221	2.3740	0.0673	35.2700	0.2428	10.3735	1.99	43.35	20.76	7.68	52.75
Melnishka – 2	52.4606	2.1010	0.1161	18.1000	0.2901	6.2449	1.76	12.00	36.00	1.29	84.30
Melnishka – 3	2.3607	0.3360	0.1087	3.0900	0.2187	4.0446	1.91	26.00	16.00	6.71	44.68
Melnishka – 4	0.1749	0.1260	0.1575	0.8000	0.3013	3.6589	1.84	20.00	21.00	24.06	7.25
Gornosushichka	6.2381	0.6060	0.0739	8.2000	0.2426	10.7790	1.94	34.00	10.00	1.08	32.90
Gornosushichka - 1	0.8455	0.2700	0.1588	1.7000	0.2936	3.4180	1.84	30.00	8.00	2.19	37.53
Gornosushichka - 2	0.1518	0.1160	0.1450	0.8000	0.2977	4.2154	1.90	28.00	9.00	0.13	22.39

Besides basins morphometry physical-mechanical properties of the rocks also impact on the possibility for debris flows. Granites, gneiss, amphibolites, marbles, shale, conglomerates and sandstones build the study area. Because of the mountainous relief the alluvial gravel, sands and clay are distributed in limited areas in the low parts of the river basins. Most susceptible to debris flows are conglomerates, sandstones and heavily weathered granites. Non-consolidated gravel and sands are also prone to movement but having regards their high-water permeability, small areas and location on slightly sloping terrains they are not rated in high values (Table 3). Intrusive rocks take the largest area of the investigated basins in Melnishka River catchment – nearly 65%, and 30% are for conglomerates and sandstones, while conglomerates and sandstones cover 92 % of the studied areas in Potoka River catchment.

Table 3. Rates of morphometric parameters according to their importance for debris follow occurrence

Parameter	Value	Rates of susceptibility*
Basin relief, km	< 0.2	1
	0.2 – 1	2
	>1	3
Relief Ratio, km	0.06 – 0.15	1
	0.15 – 0.20	2
	> 0.20	3
Melton index	0.17 – 0.29	1
	0.29 – 0.35	2
	> 0.35	3
Basin length, km	0.8 – 3	3
	3 – 10	2
	>10	1
Basin Shape Factor	3 – 5	2
	>5	1
Stream density, km/km <sup>2</sup>	1.5 – 2	2
	>2	3
Basin area with a slope >25°, % of the total basin area	< 5	1
	5 – 20	2
	>20	3

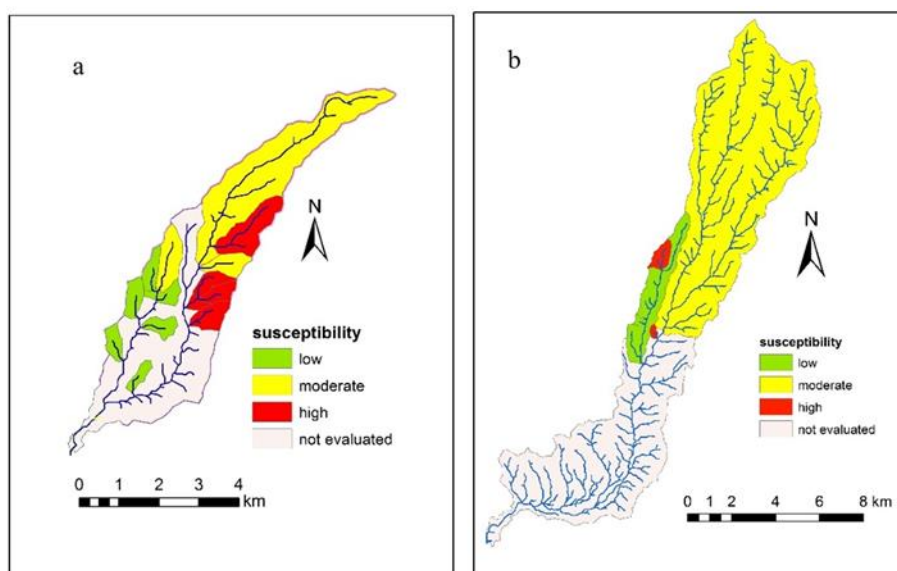


Fig. 2. Study area – basins and subbasins: a) subbasins of river Potoka; b) subbasins of river Melnishka

The lithology data is considered together with the results of NDVI interpretation and morphometry in the complex debris flows susceptibility assessment. The determined classes of land cover are rated according to their susceptibility to debris flows (Table 4).

The ArcGIS layers about the susceptibility rates of morphometric parameters, rocks and land cover / vegetation are converted in raster files and are used as input rasters in overlay analysis. Weighted sum is applied. The results are presented on Fig. 3a and 3b.

Table 4. Debris flow susceptibility rates by lithology

Rocks	Susceptibility*
Granites	2
gneiss and amphibolites	2
conglomerates and sandstones	3
alluvial - gravel, sands and clay	2

\*1 -very low and low; 2 – moderate and 3 – high

Table 5. Debris flow susceptibility rates by land cover/vegetation

Land cover	Susceptibility*
bare soils, arable lands	3
rare vegetation	2
forest	1

\*1 -very low and low; 2 – moderate and 3 – high

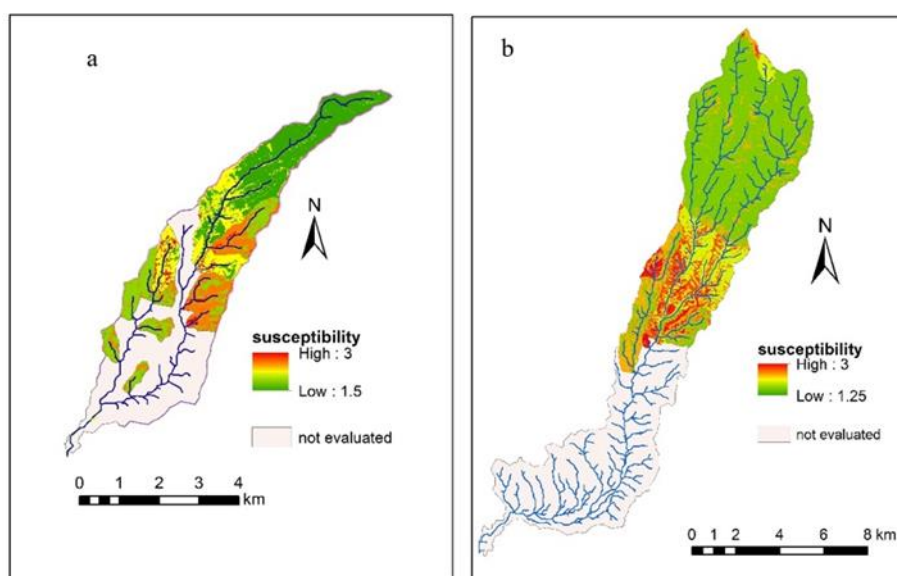


Fig. 3. Study area – basins and subbasins: a) subbasins of river Potoka; b) subbasins of river Melnishka

## Conclusions

The debris flows susceptibility of two river basins located on the western slopes and foothills of the Pirin Mountain (Bulgaria) is analysed. Three groups of factors are considered: basin morphometry, physical-mechanical properties of rocks and land cover. Analysing river basins morphometry require a complex approach and considering the morphometric indices in interconnection. Reliable results are received by using Melton index which is not considered in geomorphological publications in Bulgaria for the aim of debris flows investigation until now. The results based on morphometric parameters show higher susceptibility to debris flows of the subbasins in river Potoka catchment while it is mainly moderate in the river Melnishka catchment. Due to the lithology and land cover variability the complex susceptibility shows that



middle part of the river Melnishka basin is more prone to debris flows. The high susceptibility of subbasins of river Potoka are slightly decreased in the complex assessment.

As a result of the research a GIS data base for the river Potoka and river Melnishka basins is built including DEM, drainage network, lithology and land cover. Application of GIS technology allows processing of big volume of data and easily updating of the information. Using remote sensing data facilitate research of wide areas and save time and resources for field investigation and mapping. The generated model of debris flows susceptibility was validated regarding the previous field and laboratory investigations of these areas [Kenderova *et al.*, 2014] and shows good results. However future researches will be in direction to the development of the model, entering more debris flows triggering factors (for instance climate and seismic data) and minimizing the data imperfection.

Acknowledgement. This study is part of research project No H14/22, contract No ДН14/6 from 13.12.2017 in the National Science Fund of Bulgaria, named “Environment under climate change in the Pirin Mountains”.

### References

- Barlow, J.; Franklin, S.; Martin Y., 2006. High Spatial Resolution Satellite Imagery, DEM Derivatives, and Image Segmentation for the Detection of Mass Wasting Processes. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing* Vol. 72, No. 6, pp. 687–692.
- Bertrand, M.; Liébault, F.; Piégay, H., 2012. Susceptibility of Small Upland Catchments to Debris Flows. 12th Congress INTERPRAEVENT 2012 – Grenoble / France, Conference Proceedings, pp. 47 – 58.
- Bruchev, Il., Frangov G., Varbanov R., Ivanov P., 2001. Geological Hazards In The Western Periphery Of The Rhodope Region; Int. Conf. “Geodynamic Hazards, Late Alpine tectonics in the Rhodope Region”, Sofia, 17-27.
- Elkadiri, R., Sultan, M., Youssef, A. M., Elbayoumi, T., Chase, R., Bulkhi, A. B., Al-Katheeri M. M., 2014. A Remote Sensing-Based Approach for Debris-Flow Susceptibility Assessment Using Artificial Neural Networks and Logistic Regression Modeling. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, Vol. 7, No. 12.
- Glovnja, M., 1958. Geomorphologic study of western part of Rila Mountain. - In: Yearbook of the University of Sofia „St. Kliment Ohridski”, Faculty of biology and geography, vol. 55, book 2 Geography, p. 66-84. (in Bulgarian)
- Jun Xu, J.; Cheng, X.; Huang, Q.; Chen, Y.; Qi, W.; Yuan, J.; Yang, J., 2017. Susceptibility Evaluation of Debris Flow Based on Experience Weight Method Combined with “3S” Technology: A Case Study from Dongchuan in Yunnan Province, China. *IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science* 95, 022051. doi:10.1088/1755-1315/95/2/022051
- Kanev, D., 1989. Geomorphology of Bulgaria. University Press “St. Kl. Ohridski”, Sofia, 322 p. (in Bulgarian)
- Kenderova R., Baltakova A., Rachev G., 2013a. Debris Flows in the Middle Struma Valley, Southwest-Bulgaria – In: *Geomorphological Impacts of Extreme Weather*, Springer Geography (D. Loczy, ed.), pp. 283-287.
- Kenderova, R., Rachev, G., Baltakova, A., 2013b. Formation and manifestation of debris flows in the Middle Struma Valley (case from 3-5 Dec 2010). In: *Ann. of the University of Sofia „St. Kliment Ohridski”, Faculty of geology and geography*, vol. 105, book 2, Geography, p. 15-31. (in Bulgarian)
- Kenderova, R., Rachev, G., Baltakova, A., 2014. Debris flows in the Middle Struma Valley. In: *Ann. of the University of Sofia „St. Kliment Ohridski”, Faculty of geology and geography*, vol. 106 book 2, Geography, p. 13-40. (in Bulgarian)
- Kenderova, R., Vassilev I., 1997. Characteristics of the debris flow from 20.09.1994 in Zheleznik gorge of Struma River. – In: *Ann. of the University of Sofia „St. Kliment Ohridski”, Faculty of geology and geography*, vol. 88, book 2 Geography, p. 29-50. (in Bulgarian)
- Kenderova, R., Vassilev I., 2002. Climatic changes in Bulgaria – cause of debris flow activation – In: *Geography issues*, vol. 1-4. (in Bulgarian)
- Marinov, I., 1984. Erosion and its control in Melniska River catchment area. Manuscript Habilitation Thesis, Sofia (in Bulgarian)
- Meelli, L.; Taramelli, A., 2004. An example of debris-flows hazard modeling using GIS. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 4: 347–358; SRef-ID: 1684-9981/nhess/2004-4-347
- Ratchev, G., Nikolova N., 2009. Climate of Bulgaria. – In: *Ann. of the University of Sofia „St. Kliment Ohridski”, Faculty of geology and geography*, vol. 101, book 2 Geography, in (Bulgarian)
- Schumm, S. A., 1954. Evolution of drainage system and slopes in badlands at Perth Ambny, New Jersey. Department of Geology, Columbia University, New York, Technical Report No. 8, Office of Naval Research Tech. Rep. No 8, p. 89





- Strahler A. N., 1958. Dimensional analysis applied to fluvially eroded landforms. *Geol. Soc. Am Bull* 69:279–99
- USGS, NGA, NASA. Shuttle Radar Topography Mission 1 Arc-Second Global: SRTM1N41E023V3
- Wilford, D. J.; Sakals, M. E.; Innes, J. L.; Sidle, R. C.; Bergerud, W. A., 2004. Recognition of debris flow, debris flood and flood hazard through watershed morphometrics. *Landslides*, 1: 61–66, doi 10.1007/s10346-003-0002-0
- Yin, L.; Zhu, J.; Li, Y.; Zeng, C.; Zhu, Q.; Qi, H.; Liu, M.; Li, W.; Cao, Z.; Yang, W.; Zhang, P., 2017. *ISPRS Int. Journal of Geo-Information*, 6, 377; doi: 10.3390/ijgi6110377
- Zagorchev, I. (ed.), 1990. Geological map of Bulgaria, Scale 1:100 000, sheet Petrich, sheet Razlog
- Zakov, D., 2001. Erosion. Martilen Ltd., Sofia, 243 p. (in Bulgarian)
- Zhou, W., Tang Ch., Van Asch, Th. W. J., Chang M., 2015. A rapid method to identify the potential of debris flow development induced by rainfall in the catchments of the Wenchuan earthquake area. *Landslides* (2016) 13: 1243. <https://doi.org/10.1007/s10346-015-0631-0>, pp. 1243-1259.



## Ледники и сели на Кавказе

**И. Бондырев**

*Институт географии имени Вахушти Багратиони Тбилисского государственного университета имени Ив. Джавахишвили, Тбилиси, Грузия, ibondyrev@yahoo.com*

Территорию Кавказско-Понтийского региона можно рассматривать как наиболее подверженный сходу селей и сложный регион мира. Селевые потоки могут быть охарактеризованы с точки зрения количества селевых бассейнов, величины различных характеристик селевых потоков, их мощности, объема отложений и сложности условий формирования, а также ущерба, причиненного жилым строениям и иным экономическим объектам. В этой статье рассматриваются все перечисленные выше характеристики селей.

*сель, ледник, Кавказ*

## Glaciers and debris flows in the Caucasus

**I. Bondyrev**

*Vakhushti Bagrationi Institute of Geography, Iv. Javakhishvili Tbilisi State University, Tbilisi, Georgia, ibondyrev@yahoo.com*

The territory of the Caucasian-Pontides region can be regarded as perhaps the most debris flow prone and complex region of the world. Debris flows can be characterized, based on the amount of debris flow basins, frequency of different characteristics of debris flow flows, their power, volume of debris flow deposits and complex conditions of their formation, as well as per the damage inflicted to dwellings and economic objects. This chapter discusses these characteristics of debris flows.

*debris flow, glacier, Caucasus*

### General characteristics

Debris flow phenomena are practically developed in all landscape geomorphologic areas, from low mountain relief to the alpine area. Considering that nearly 60% of the population lives in the valleys of small rivers, it may be concluded that more than one thousand inhabited points are located in the sphere of influence of these debris flow processes.

Statistical analysis shows that one of the major slope forming factors is intensive precipitation. The number of mud streams in different climatic areas varies from 65 to 85% of the total number of all debris flows. Debris flows connected with spring snow thawing do not exceed 3%, glacial debris flows form 12-13% of the total number of debris flows, and those occurring as a result of jams after debris flow shifts from 10 to 30%.

Principal present day exodynamic processes, that lead to the formation of reserves of loose material are formed, are: weathering, collapsed-talus phenomena, land sliding, snow avalanches, washing out of indigenous and water-accumulative deposits, and gully erosion.

Consequences of mud streams are defined by their density, which varies from 1100 to 2500 kg/m<sup>3</sup>. Depending on the composition and density of debris flow mass, three types of debris flows are distinguished: stone aqueous, muddy, and muddy-stone. The important



parameter of a debris flow is its nature and velocity of its motion. Very often the debris flow does not move unceasingly, but in separate ramparts. The average velocity of a debris flow is 10-15 km/h, but at the breakout of obstacles it goes up to 20-35 km/h and sharply increases in the volume.

### Debris flow formation

On the territory of the Caucasian-Pontides region, based on the mechanism of debris flow generation, the nature of displacement of potential debris flow arrays and initial dynamics of debris flows, three types of debris flows are distinguished: erosive, landsliding, and glacial. According to E. Tsereteli [2000], the danger of debris flow formation is possible, when heavy rains falls with an intensity  $> 20$  mm/day. Due to the fallout of 20-30 mm/day on high terraces and in piedmont, low mountain zones, so called "gully debris", are formed. In the area of humid subtropics, at a gradient of 10-200, 200-300 thousand t/ha of mud, on average, is washed down the slopes. In Eastern Georgia at a rainfall intensity of 30-50 mm/day, favorable circumstances are created for the formation of mud streams with hard constituents. Such types of debris flows are characteristic of declivities bordering the cities of Tbilisi, Telavi, and Signaghi.

At the torrential precipitation of 50-80 mm/day, debris flows are formed in all channels with loose accumulations. When precipitation reaches up to 80-120 mm/day, independent of their geological construction, debris flows can be formed in all types of landscape-geomorphological areas.

One of the most disastrous events of the last century certainly was the Karmadon debris flow that occurred on September 20, 2002. The debris flow was of complex genesis in that the pulsation of glacier was superimposed on tectonic and volcanic phenomena. Based on its composition it was identified as a glacial debris flow. A huge amount of stone-glacial material from a height of about 4000 m above the mean sea level came down from the Maili glacier upon the Kolka glacier situated below, shifted it from its bed and the whole mass (about 130 million m<sup>3</sup>) rushed downward, stopped only besides the so-called "Karmadoni Gate" ravine. The velocity of motion along the gorge reached 150-200 km/hour. As a result, the gorge, from its upper part (11 km), was filled with ice but 5 km below, by debris flow glacial stone mass. Several country cottages, restaurants, and bath complexes were destroyed, on a length of 3,5 km the motor road was completely demolished. The death toll reached 120 people, and about 100 people were unaccounted for.

A high activity of debris flow processes in the upper belt of mountainous regions is recorded practically everywhere. Unfortunately, debris flows are common phenomena in Georgia. For instance, the well-known Mleta mud flows have been known from olden times, but they entered into final catastrophic phase only after disintegration of the USSR. Mountain declivities at the headstream of the Aragvi River failed to feed enormous flocks of sheep, which, in previous years, were driven in winter from mountains to Kizlyar steppe on the territory of Russian Federation. Closing of borders has brought about extreme over-grazing. Mountain meadows could not recover their turf-grassy layer that triggered extremely active erosion and as a result there began a destruction of the centuries old ecosystem. The whole livestock of sheep was practically lost and what is even more important there began irreversible processes of erosion. The Mleta village inhabitants are practically destined to migrate to safer places.

Debris flows are broadly developed on the entire south declivity of the Greater Caucasus, including Kakheti and Sheki-Zakatala regions of Azerbaijan. This region (over 1000 m high) presents itself an extensive debris flow basin. The Duruji River basin itself presents an enormous danger; in its middle course the town of Kvareli (Kakheti region, Georgia) is situated before the river discharges on to the plain. This inhabited locality was repeatedly destroyed by Duruji debris flows inflicting enormous losses accompanied by loss of life. Here the total volume of potential debris flow forming masses were 500 million m<sup>3</sup>, but in specifically dangerous hearths more than 150 million m<sup>3</sup>. From 1888 to 2000, 25 large and 5 disastrous (in 1949, 1963 and 1975) debris flows occurred. More than 200 people lost their lives, and enormous damage was inflicted to the Kvareli region and the town of Kvareli.



### Records of debris flows

For the last 100 years more than 200 destructive debris flows have been registered in Azerbaijan, and these have inflicted U.S. \$1,5 billion damage to the economy of the country. More than 100 inhabited localities, with a population of about 700 thousand people, are constantly threatened by debris flows. Out of 3 thousand motor roads of the country, about 1,2 thousand roads pass through high risk debris flow areas, are constantly subjected to destruction. In July 2004, in the Shekin region, the areas between debris fan and debris flow source areas with an extent of 10-15 km which are transit parts of the rivers, debris flows washed out motor roads and part of the railroad track Baku-Balaksen. In the same way debris flows destroyed supports of power transmitting lines and communications.

### Destruction by debris flows

Unlike usual freshets, debris flows possess an enormous destructive power, arising from their hydrodynamic peculiarities. Moving like waves, they fell hydrotechnical erections, destroy bridges and roads, and inhabited localities; inflict large economic damages; and are quite often accompanied by human victims.

### Modern and ancient glaciation

The main hotbed of glaciation in the catchment of Terek River is a Kazbegi-Djimara array (Hoh Ridge). The average height of the array is 4500 m. On the walls of this array begin powerful hanging-valley glaciers – Devdoraki, Ortsveri (Gergeti), Suatisi and others. Pockets of glaciation are confined to the top of the main range, more 3800m. (Zilga-hoh, Kalasani and Chaoukhi) and the Divide Ridge on basin of Kistinka river. The basin of the Terek River accounts for 12,6% and 12,1% of all recorded glaciers of Georgia. According to K.I. Podozersky [*Podozersky, 1911*], there were 63 glaciers with an area of 89,19 km<sup>2</sup>. According to studies by R.G. Gobejishvili [*1989*], now in the Terek 99 glaciers with an area of 67,19 km<sup>2</sup> (Table 1).

In the basin of the Terek river, the greatest distribution has cirque glaciers, they accounted for 53,5%. Next come the hanging glaciers-33,3% and slope glaciers (7,1%).

On the square are the glaciers of slope-valley type (48,2%). Almost the same area occupied by hanging (17,9%) and cirque (17,1%) glaciers.

In the basin of the Terek river, meet the glaciers of varying exposure. Glaciers with Northern exposure points accounted for 21,4%, and glaciers of the southern points -12,2% of all the glaciers in the basin. On the leading position of the square is occupied by glaciers with expositions of the southern points (55,8%).

Table 1. Distribution of glaciers in the basin of the Terek River [*Gobejishvili, 1989*]

Name of river basin	Number of glaciers	Area, km <sup>2</sup>
Amali	6	11,74
Khretis-khevi	1	0,04
Chkheri	7	9,86
Kesia	3	1,10
Mnaisi	7	9,55
Suatisi	9	17,32
Dzhimara-don	3	0,34
Tepi-don	10	2,52
Resi-don	6	1,29
Siveraut	5	0,70



Name of river basin	Number of glaciers	Area, km <sup>2</sup>
Source of Terek	6	2,61
Tsotsola-don	2	1,28
Desidon	7	1,50
Djouta	6	1,81
Kistinka	21	5,53
Total	99	67,19

In the Terek River basin common to the small size of the glaciers, the area of which does not exceed 0,5 km. In number, accounting for 71.8 per cent and 8.0 per cent only major recorded glaciers. On the square leading place is occupied by large glaciers, they accounted for 58.5% of total glaciation in the basin of the Terek river. Basin of Amali River is located on the Northeast slope of Mount Djimara in Kazbegi array. It is the first right tributary of Terek r., where there are glaciers. In region are seven glaciers with an area of 11.71 km<sup>2</sup>. Morphologically they are related to the glaciers of different types and have different dimensions. The largest is the slope-valley Devdoraki Glacier, area of 7,55 km<sup>2</sup>. It starts at the top of Mt. Kazbegi, and reaches in length 7,0 km.

Devdoraki, widely known for its glacial collapses that were noted in 1776, 1778, 1785, 1808 и 1817 years. A powerful landslide occurred in the year 1832. As a result, in the valley of the Terek River, the dam height was shredding inserts, 100 m and a length of about 2 km. Terek River was stopped during 8 hours [Statkowsky, 1879].

The most active glaciers in the Caucasus over the past 100 years - Devdoraki, Abano. The first of them for 1881-1970 years, retreated 16 m, and the last (Abano) for 1882-1970 years even stepped on 79 m.

### Karmadon catastrophe

It should be noted that sometimes-catastrophic events are generated in one place, and the result of their destruction is worst for many miles from home. The tragic event occurred on September 20, 2002, when the catastrophic collapse of the Kolka glacier, located in combed the area of the Greater Caucasus mountain range, on the border between Georgia and Russia has led to the formation of a powerful glacial-stone debris flow, through the narrow V-shaped valley of Genaldon river, destroying standing in a low-lying part of the structure of Karmadon village and claimed the lives of more than 130 people. The reason for this was a whole group of factors. The impetus was the pronounced thermal anomaly within the northern end of the Kazbegi volcanic centre [Bogatikov, Gurbanov, 2003], and an unusually rainy summer of 2002, when the glacier basin has accumulated a critical mass of water [Kotlyakov et al., 2014; Bondyrev, Zaalishvili, 2005], etc. However, there is still a lot of unknown. For example, whether this event is purely local in nature, or whether it has a broader scope, covering and surrounding area? Whether it is a consequence of the above-mentioned reasons only or it is based on a whole range of processes and phenomena, including seismic and tectonic nature?

Many other glaciers, although less active and had retreated to a few hundred meters, also actively behave and over the past 100 years-80 attacked several times, leaving the clear traces in the relief of valleys-the whole series of moraine. Another, for example, by Gobejishvili R.G [1989], on the south slope of the Great Caucasus below the ends of the tongues of glaciers (1970-1975 years) there were 5-7 course-moraine shafts formed in 1890-1975, then there are glaciers every 15-20 years. Amid the retreat of glaciers in some periods they are opposite, attacked, t. e. happened oscillation their terminal stations. V.M. Kotlyakov [1968] distinguishes four kinds of fluctuations of glaciers: 1) forced oscillations due to changes of the external load, on speed accumulation or ablation of ice; 2) high frequency oscillation of sliding velocity, caused by changes in roughness lodge glacier under the influence of melting ice and sub-glacial runoff; 3) low-frequency fluctuations associated with penetration of temperature fluctuations

in the thickness of the glacier; 4) relaxation self-exciting oscillation, arising from no-stationary of nonlinear kinematic relations in Glacier; they are expressed in the sudden developments glaciers». Of these, the first and fourth species are fundamental, in connection with which the glaciers are divided into normal (the first kind of hesitation) and pulsating (the fourth kind).

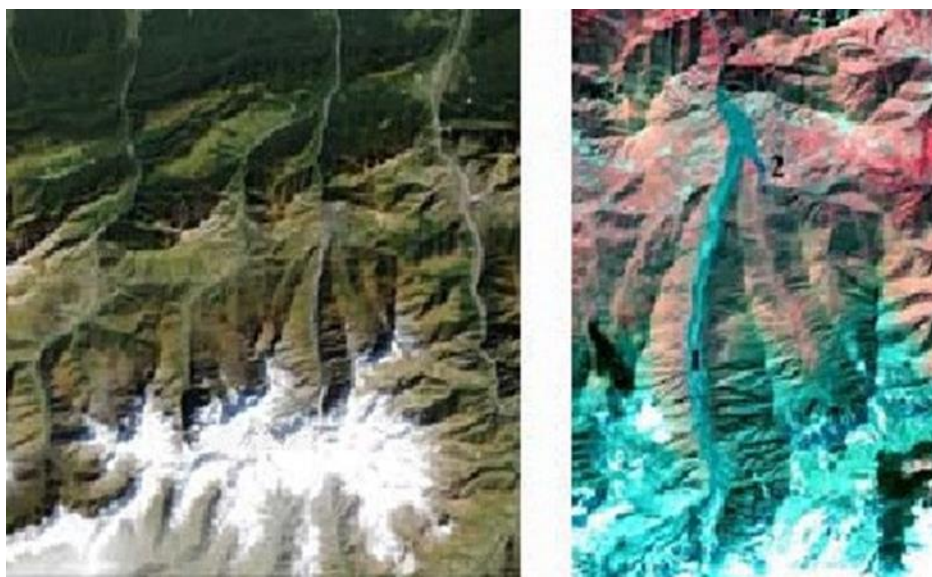


Fig. 1. Satellite's images of North slope the Great Caucasus on different scale in part of Kolka glacier advance, caused the derailment has debris flow (1) and education boost Lake

The main part of the glaciers of the Caucasus consists of a “normal” glaciers. Surging glaciers in the Caucasus for a bit. Glaciers of conical peaks and the hanging Valley celebrated only in the Greater Caucasus, on its northern slope, with the first of them are confined to two volcanic arrays of Elbrus and Kazbek. The average value of the retreat of the glaciers of conical peaks for 1881/1887-1965/1970 years. is 810 m, and the hanging valley-670 m.

Fluctuations of glaciers of conical peaks vary in a very wide range, much larger than that of glaciers other morphological types. This is due to their specific terms of location on the high volcanic peaks, open the carrying moisture atmospheric flows, particularly wind regime in the areas of nutrition, the difference in altitudes and expositions end languages glaciers. The largest of these glaciers retreat values exceed 1000 m (Table 2).

Table 2. The retreat of glaciers and conical peaks (Kazbegi) for the 1881/1887 - 1966/1970 [Gobejishvili, 1989]

The name of glacier	Period	Number of years	The magnitude of the retreat, (m)	
			Geral	In yerat
Abano	1882—1970	88	+78*	+0,9
Devdoraki	1881—1970	89	16	0.2
Gergeti	1882—1970	88	936	10.6

\*+ sign indicates the strike of the glacier

The minimum value of the retreat from Devdoraki glacier -16 m, and glacier Abano (m. Kazbek) for 1882-1970 years even stepped on a 78 m. All this suggests that the glaciers of this type are the most different surface mode, with some of them balance mass is very close to zero over the past 40 years - 20 (Devdoraki) or even a positive (Abano).

This is mainly due to the size and height of power regions languages end glaciers. For example, all the glaciers, which have value less than 600 m retreat, with altitudes more than 2750 m, and the ice factor they have over 2.5. The exceptions are the glaciers Devdoraki and



Abano. The first of them height end language equal to 2260 m, but the ice factor is 6.0. At glacier Abano, on the contrary, when a small glacial ratio (1.2) very high ends the end of language and while 75 percent of the ablation area closed with a solid cover moraines, which drastically reduces the amount of melting and so the whole glacier in recent decades have noted the positive balance [Gobejishvili, 1989].

For the period from 1882 to 1969 timeframe fixed the following values retreat hanging valley glaciers: Mna –1022 m (on 11,9 m/year), Suatisi East – 500m (on 5,8m/year), Suatisi average –277 m (on 3,2 m/year) and Suatisi West – 1230 m (14,3m/year). For 1965/1969 years, due to the significant reduction of ablation areas they have as a result of the retreat, the ice factor in all glaciers has declined dramatically, particularly much at glaciers Mna (6,66) and Suatisi (3,17). The greatest retreat (979-1230 m) highlights at glaciers located on Mount Kazbegi, had taken in 1882 years, relatively gentle languages South-Eastern and South-Western exposures. Small retreat (277-410 m) associated either with good nutrition glacier (Sofrudzhu), or with closed the end of powerful language superficially moraine cover (Middle Suatisi) [Gobejishvili, 1989].

Morphological traces of Quaternary glaciations in the Kazbegi array distributed widely, but they are presented here are a few typical forms.

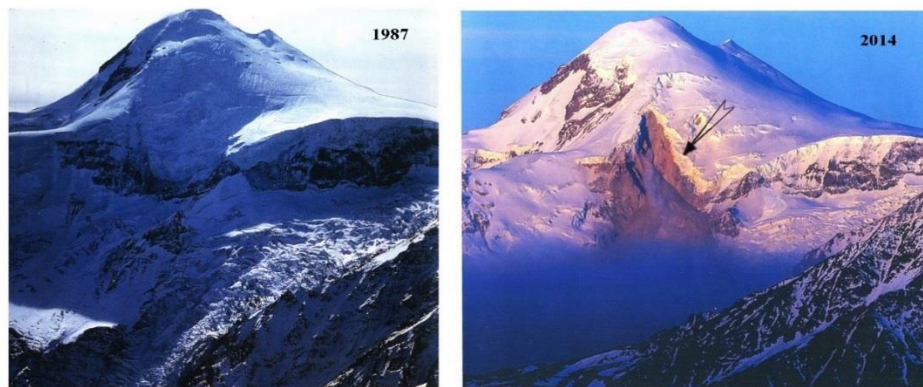


Fig. 2. Devdoraki glacier collapse (2014) and its consequences in Terek river valley.

### Movement disastrous and other phenomena

Kazbegi glaciers Djimara's array (Devdoraki and Kolka), identified a number of manifestations of processes of a catastrophic nature. In order to study spatial changes Devdoraki glacier, 1974-1990. G.S. Abuladze [Abuladze, 1999] was 20-times repeated large-scale photo-theodolite survey (scale 1:2500). Found that the Devdoraki glacier has experienced the most intense changes during 1974-1977: for 3 years, he stepped on 15 m.

According to the same author [Abuladze, 1999], perimeter Djimara's ring structure (fig. 46) clearly controlled geometric form located within the glaciers and the overall pattern of their radial placement. A large part of the array (in upper r. Terek) is occupied by the modern glacier. Kolka glacier catchment with topographical accuracy is embedded in a zone passing here fault sub-latitude aa1-bb1, which width reaches approximately 3 km. It is bounded by three separate faults; box form of depth throughout the basin is, on average, 700 m. The lower boundary of the zone within the lineament KK1 good coincides with roots hanging glaciers good coincides with roots hanging glaciers, located on the starboard side of the glacier Kolka. Inside the ring structure, in the zone of the fault passes sub-latitudinal another diagonal structure MOP clearly controlled the line of the left side of the glacier Kolka.

The most prominent and reliable source of information on the nature of the surface changes Devdoraki glacier and their intensity is map elevation changes and the nature of the surface of the glacier, which shows the total lifting-lowering of the surface. Found that the surface of the glacier has increased over a specified period to 12 m., and its lateral experienced local decrease (-12). Glaciological and cartometric analysis showed that during the period 1974-

1977, in increasing heights Devdoraki surface of the glacier is glacier not dominated by climatic conditions and internal processes in the body of the.

With a view to predicting changes in elevation of the Devdoraki glacier, has developed a new method for determining the surface ice speeds to determine the speed of the escaping ice cusps towards the end of the language. So, the most remote glacial Hill reaches the end of the language through 31 year (i.e. 2008), and the closest-through 5 years.

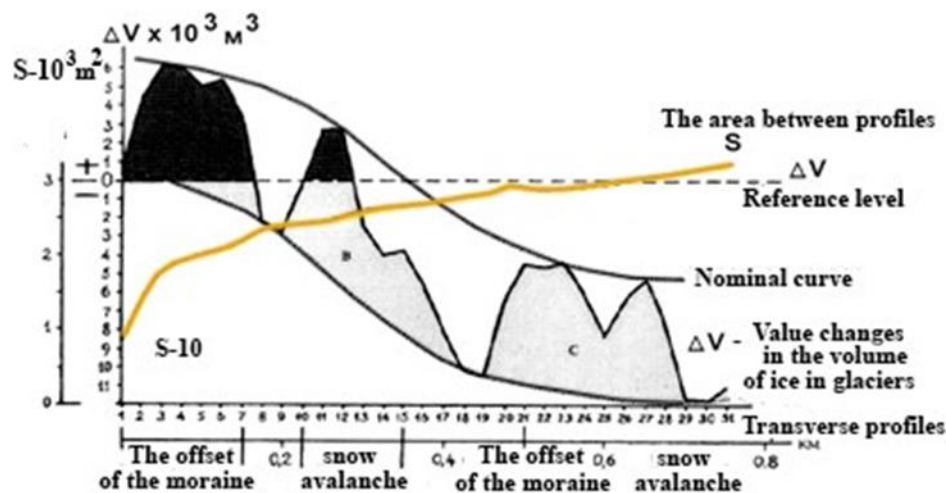


Fig. 3. Distribution of values of ice volume changes the final part of the glacier is equal Devdoraki hypsometric belts (every 25 m). Determined based on materials re terrestrial stereophotogrammetrical shooting 1974-1977.

On a space image obtained in 1988, well visible stain dark tones, striking against the backdrop of freshly fallen snow. This spot corresponds to the footsteps of melting snow on the surface of the glacier (photo, ring I). Application of the method of indication analysis suggested the presence of thermal anomalies here. In the picture you can see that the configuration of traces of snow melting on the surface of the glacier is the plot of the big ring structure array Djimara (see fig. 4) where it is at the confluence of the glaciers Kolka and Miley, crosses the area of linear structures.

In proof of this, the results of works of various authors, conducted independent research here. Remarkable work on the definition of the electrical conductivity of ice and melt water of the glacier [Fleetwood, 1973] who showed. That the highest heat conductivity coincides exactly with this part of the surface of the glacier. This position was further enhanced by the fact. That natural snow and ice melting on this site, great impact thermal erosion impact of sub-glacial water-features of the spatial properties of temperature coefficients in the zone of ablation.

According to the analysis of spatial information, the Midagrabin glacier, during this period, recorded the vanishing traces of snow avalanches (fig. 4, ring II), as evidenced by: the nature of photo-ton of these deposits, trajectory and dynamic peculiarities of their passage on the glacier. Place of origin (hearth) avalanche on the left side of the glacier good matches node crossing a small ring structure and the lineaments (Fig. 4, a).

It is assumed. the process of development of such forms within two ring structures identified in the Djimara's array ("physiographic" and "infra-physiographic"), associated with thermal anomalies in the area.

Instrumental-sensitive observations conducted at the Mleta, solifluction processes often destroy vegetation continuity, creating numerous horizontal micro bend slope and scar the landscape of the cryogenic "scars" test site (the basin of the r.Aragvi), Depending on the slope the slope and degree of coverage, speed sod offset is measured in a wide range (of 15 mm on 150 mm in years), and in some places solifluction processes are catastrophic, baring the bedrock on their way. Solifluction processes often destroy continuity of vegetation, creating numerous horizontal micro-dog leg slope and scar the landscape of the cryogenic "scars" [Tsereteli et al., 2000].



Our studies in the summer and autumn of 2003, intended to highlight features of the development processes of modern tectonics, namely exogenous Geodynamics (landslides, debris flows, deep and lateral erosion, etc.) in the valleys of the tributary Terek River (interfluvial r.r. Genaldon-Gizel'don), which allowed, in general terms, describe the following picture.

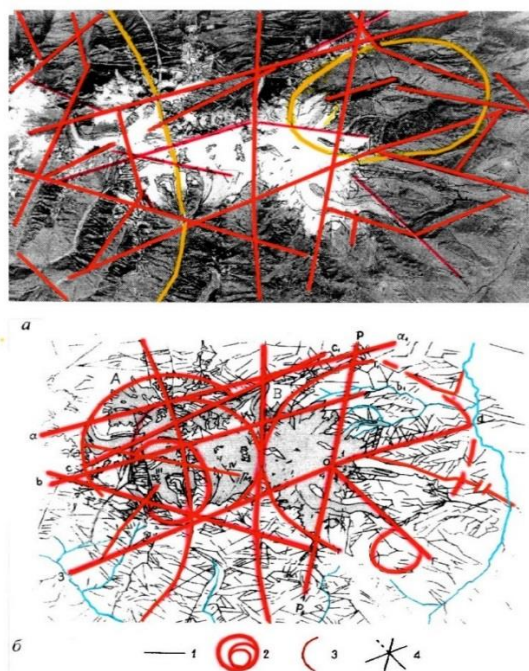


Fig. 4. Satellite photograph Kazbegi-Djimara's array (s) and expressed in the relief of tectonic structure (b). 1 - (aa1 - bb1) - border break on sub latitudinal which exactly superimposed Kolka ice basin, 2 – Ring structure Djimara (a) and her Ring structures small diameters, 3 - Arch structure Kazbegi array (b), 4 - fragments of a hexagonal structure (OP, Od, OF, OP1, 03) submitted by equal (1, 2, 3, 4) horizontal angles [Bondyrev, 2003].

The region is located in the zone of debris-flow hazard and risk, threatening the destruction of settlements, buildings and structures, and mortal danger to residents. Research conducted with the 80-ies of the last century, it was found that in virtually all river basins are large numbers of fragmented rock denudation processes. Today, however, it should be borne in mind that as a result of the Spitak (1988), Racha (1991), Barisakho (1992), and other earthquakes greatly complicated geodynamic state of the slopes of the Central Caucasus and neighboring areas, the folded soft rocks (sandstones, shale's, etc.). As a result, in the areas of formation of debris flows have accumulated huge amount of solid material gravitation demolition. In addition, combed the area of the Central Caucasus major suppliers of solid materials are fresh moraine sediments represent an almost inexhaustible source of potential debris flow mass.

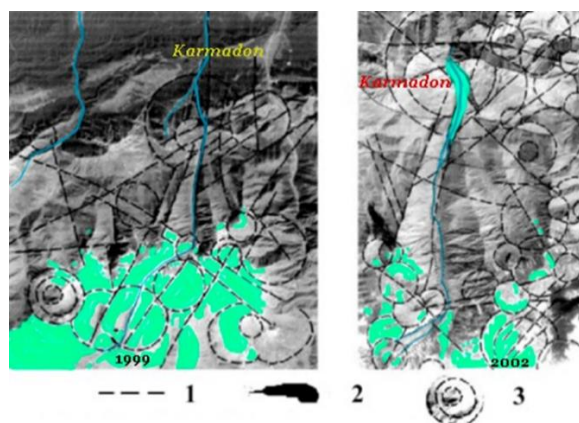


Fig. 5. Linear and non-linear structure of the Karmadon Gorge. 1 – line of disjunction violations, 2 – route fluvial-glacial and alluvial fan of debris with backwater lakes Saniba, 3 – ring structures

Requirements: in rivers flat, at the mouths of tributaries of debris flow nature (including Dargavs River). All of this requires a major review of the situation and, in case of impossibility of evacuation of such objects, the mandatory establishment of permanent service to the aerospace field and at best integrated monitoring volcanic, seismic and glaciological hazards. Introduction of materials for Aerospace Survey and analysis of modern computer technology has radically to revise a number of traditional terms and to re-evaluate the mechanisms of a number of modern processes.

To date, the population living in that area, it would be protected from catastrophic debris flows, as that old buildings and structures were built on high ground above the water and debris flows of the processes and artificial protective structures. However, in recent decades, residential and administrative buildings have been developed areas that do not meet safety requirements: in rivers flat, at the mouths of tributaries of debris flow nature (including r. Dargavs). All of this requires a major review of the situation and, in case of impossibility of evacuation of such objects, the mandatory establishment of permanent service to the aerospace field and at best integrated monitoring volcanic, seismic and glaciological hazards. Introduction of materials for Aerospace Survey and analysis of modern computer technology has radically to revise a number of traditional terms and to re-evaluate the mechanisms of a number of modern exodynamic processes.

Qualitatively new objects of the natural environment, directly related to the geological and geomorphological sites and play an important role in shaping and modifying their physic-mechanical parameters is nonlinear (circular, oval, swirl, etc.) structure. It is believed that the circular structure and non-linear morphological is one and the same. However, non-linear morphological represent only a small, most clearly expressed in the relief and geological structure of the isometric in terms of natural phenomena, the genesis of which are based on the processes associated with the development of modular, nuclear, arched, volcanic, etc. Nonlinear structures resulting from specific forms of differentiation of matter and energy in the lithosphere. The new areas of concentration are interpreted nonlinear nature and imposed on them disjunctive systems of neotectonic and modern stages-as hotbeds of active development of dangerous geodynamic processes.

This is because the dynamic stresses in the Earth's crust, these sites affect changes reducing their physical-mechanical and chemical parameters (strength, resistance to weathering, etc.) than they are qualitatively different from those of a stable site. Rocks here have less elasticity, and therefore a lower resistance to kinking. Anyone, even a slight change of geodynamic regime in these nodes instantly evident in the dramatic increase of the whole range of natural-catastrophic exogenous processes (landslides, debris flows, rock avalanches and landslides, rock-falls, etc.). As you can see from Figure 2, land intensification of geodynamic processes is well correlated with ring structures identified by photo-interpretation of space images.



Right-bank tributaries Karmadon (the left tributary of the Genaldon river), then to r. Lako-don and further East along the slope to the road Dargavs-Tmenikau.

It should be noted that among other causes which determine the development of local Fort terrain and landscapes, a role-play and active thermal processes of earth-crust. Not only locals but also tourists use the fall-celeb properties of the thermal springs.

By area from Tmenikau to the valley of the Belaya River in the upper reaches of the river Genaldon was. No more than 10 small (up to 80-100 m<sup>2</sup>) and 3 large (over 800 m<sup>2</sup>) debris flow-transformed into vast debris fan, 10 small new and 2 large-up to 130-200 m multistage landslide bodies.



Fig. 6. Shedding cones to starboard Genaldon river in the transit zone has lodging

On this site registered development: collapse-active landslides in all left tributaries (over 18); powerful cones of debris material on the right side, the top of which, for the most part, have the kind of landslide bowls. The body of the cones of incised erosion to a depth of 2-3 m (middle), and in the upper reaches are more widespread on both sides (without the formation of sod-soil layer).

It is noteworthy that all the newly identified bodies of landslide and debris fires are confined to the parts of the development interceding argillites thick, sandstone and siltstone, Ksurtsk' Zinuarsk, Mziur suit (rarely to the retinue of v. Bejno) and are confined to the lines of the previous disjunction dislocation or are their markers (see diagram). This allows the entire network reinvigorated the disjunctive tectonic activity in the area, with the exception of Katadon Gorge.

However, it should be noted that this catastrophe only was one of those that were recorded at the same time (at intervals of 4-9 days) almost the entire mountain and highland areas of the Caucasus.

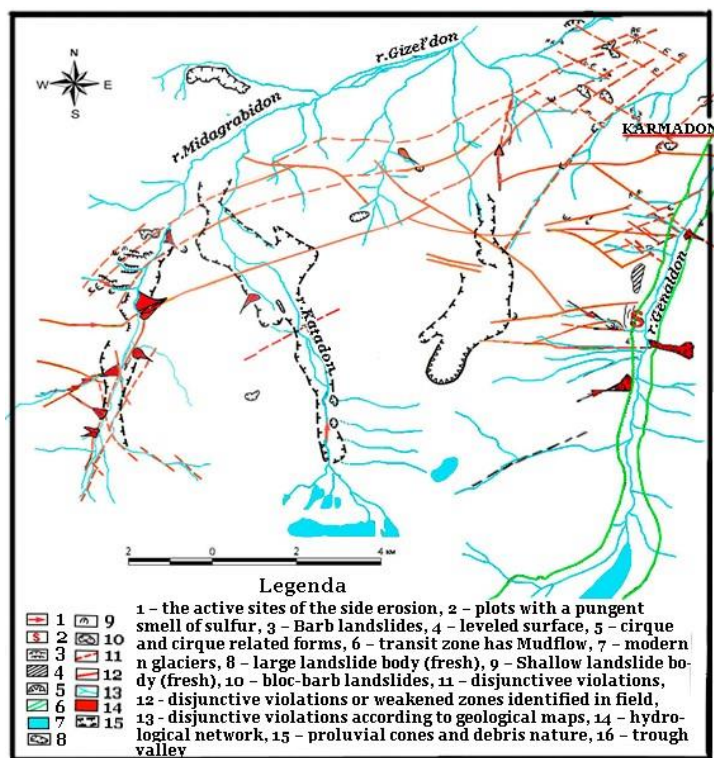


Fig. 7. Map of intensifying current processes on a stretch of the northern slopes of the Kazbegi (according to fieldwork in August-September 2003, conducted by Igor Bondyrev)

Thus, once again demonstrates that all these catastrophic events are not single manifestations of natural events, and represent the overall picture of the changing nature of our planet, which in no small part to blame the man himself.

### References

- Abuladze G.S. (1999) Remote's first glaciological monitoring (on the example of the Central Caucasus), Doctoral thesis, Tbilisi, 57p. (in Georgian and Russian)
- Bogatikov O.A., Gurbanov A.G. (2003) Integrated studies of the Elbrus and Kazbegi volcanic centers: monitoring and forecast//Bulletin of Vladikavkaz Sci. Centre of Russian Acad. Sci., vol.3, № 2, p.p. 15-28 (in Russian)
- Bondyrev I.V. (2003) Ring structures the Georgia// "Geotectonic", (Moscow), № 2, p.p. 98-108 (in Russian)
- Bondyrev I.V., Zaalishvili V.B. (2005) Actual Geodynamic processes of the Central Caucasus Kazbegi-Keli's region, Tbilisi: "Polygraph", 154p. (in Russian and English)
- Gobejishvili R.G. Glaciers of Georgia. Tbilisi, Metsniereba, 1989. 127 pp. (in Russian).
- Kotlyakov V.M. (1968) Snow cover land and glaciers, Leningrad: "Hydrometeopress", 479 p. (in Russian)
- Kotlyakov V.M., Rototaeva O.V., Nosenko G.A., Desinov I.V. et al. (2014). Karmadon catastrophe: what we should wait for future, Moscow: "Kodeks Publishing House", 184 p. (in Russian)
- Podozersky K.I. (1911) The glaciers of the Greater Caucasus mountain range //"Note the Caucasian Emperor's Department of the Russian geographical Society" (KOIRGO), vol. 29, iss.1, Tiflis, (in Russian)
- Statkowsky B. (1879). Problemes de la Climatologie du Caucase. Paris: Gauthier-Villars, Imprimeur-Librairie, Successeur de Mallet-Bachelier.
- Tsereteli E.D. et al. (2000) Newsletter of the study and forecasting of ecological state of ground-water and hazardous geological processes, Tbilisi, 410 p. (in Georgian and Russian).



## Discussion on the characteristics and calculation method of material source for the debris flow in Tian Mo Gully

L. Chen, J. Wang, J. Jiu, Y. Li, S. Shi

*Technical Center for Geological Hazard Prevention and Control, CGS, Chengdu, China,  
gys@cgiect.com*

*Institute of Exploration Technology, CAGS, Chengdu, China*

The glacier debris flow is widely developed in the southeastern of Tibet, especially in recent years, which has been affected by global climate change, producing a large amount of loose material in this area, resulting in the frequent occurrence of glacial debris flow, which broke out three debris flows during the 2007 to 2010. The lives and property of the local residents caused losses, and also caused damage to the Sichuan-Tibet highway. Through investigation that the debris source was summarized into four types, which were the source of glacial moraine, the source of landslides, the source of channel erosion and the source of slope erosion. Among them, the glacial moraine source in valleys is accompanied by severe advance and retreat of the glacier in the marine valley. From June to September in 2017, the glaciers in the valley retreated to nearly 700m, the water in is frozen in winter, and the whole glacier advances slowly, eroding the loose accumulation of the bottom and the foot of the slopes on both sides of the gully. In summer, the glacier slowly melts back and releases a large amount of loose material that is originally frozen in the glacier, and which are easily started to participate in the debris flow. Referring to the method of source statistics in Wenchuan earthquake area, four kinds of sources in the whole basin are calculated respectively by using geometric graphic method. At present, the static reserves in the Tian Mo Gully channel are  $155.75 \times 10^4$  cubic meters and the dynamic reserves are  $49.57 \times 10^4$  cubic meters.

*Southeast Tibet, glacial debris flow, source classification, source calculation*

## К вопросу о характеристиках и методах вычисления объемов источников твердого питания селей в долине Тянь Мо

Л. Чэнь, Ц. Ван, Ц. Цзю, Ю. Ли, Ш. Ши

<sup>1</sup>*Технический центр по предотвращению и контролю геологических опасностей,  
Китайское геофизическое общество, Чэнду, Китай, gys@cgiect.com*

<sup>2</sup>*Институт геологоразведочных технологий Китайской Академии геологических наук, Чэнду, Китай, gys@cgiect.com*

Гляциальные селевые потоки активно сходят на юго-востоке Тибета, особенно в последние годы, что в высокой степени обусловлено глобальным климатом, в условиях которого происходит образование большого количества рыхлого материала. Это приводит к учащению случаев схода гляциальных селей, так, например, в 2007-2010 гг. в данном регионе сошло 3 селевых потока. Это привело к гибели местных жителей и нанесло ущерб их имуществу и Сычуань-Тибетскому шоссе. Проведенное исследование позволило разделить источники твердого питания селей на 4 типа: моренный, оползневой материал и материал, образующийся в результате глубинной и боковой эрозии. Образование морены связано со значительными отступаниями и наступаниями ледника в долине. Например, в долине Тянь Мо с июня по сентябрь 2017 г. ледники отступил примерно на 700 м. это объясняется тем, что зимой он находится полностью в твердом

состоянии и наступает медленно, эродируя свое ложе и нижние части прилегающих склонов. Летом ледник медленно тает, что сопровождается высвобождением большого количества рыхлого материала, который изначально был в теле ледника. Этот материал легко вовлекается в движение селевыми потоками. Используя метод статистики источников, применявшийся в районе Вэньчуаньского землетрясения, для четырех типов источников твердого материала во всем бассейне Тянь Мо были произведены вычисления с использованием графо-геометрического метода. В настоящее время статические запасы твердого материала в долине Тянь Мо составляют  $155,75 \times 10^4$  куб. м, а динамические запасы –  $49,57 \times 10^4$  куб. м.

*Юго-Восточный Тибет, гляциальные сели, классификация источников, подсчет объема источников*

## Introduction

Tian Mo Gully is located in the Gu country of Linzhi in southeast of Tibet (Fig. 1), the gully coordinates are N29°58'29. 6"/E95°18'19. 2", the East is about 48. 7km in the Bomi County, and the West distance Tongmai bridge 29. 5km. At 19 September 4, 2007, at 19 days, the debris flow of Tian Mo Gully, a total of about  $134 \times 10^4$  cubic meters of solid material, blocked the pun and Tibet for about 1 hours, resulting in 1 death, 7 missing, destruction of the loose suspension bridge, G318 road traffic interruption for about 43 hours, and the direct economic loss of 5 million 200 thousand yuan [Yu Zhongshui, et al., 2009]. In July 25, 2010,  $50 \times 10^4$  cubic meters solid material was discharged from the TMG, resulting in damage to the 800m roadbed and collapse of 1 bridge. In September 4, 2010,  $45 \times 10^4$  cubic meters solid material was discharged from the Tian Mo Gully, resulting in damage to 900m highway roadbed [GE Yong-gang, Cui Peng, et al., 2014].

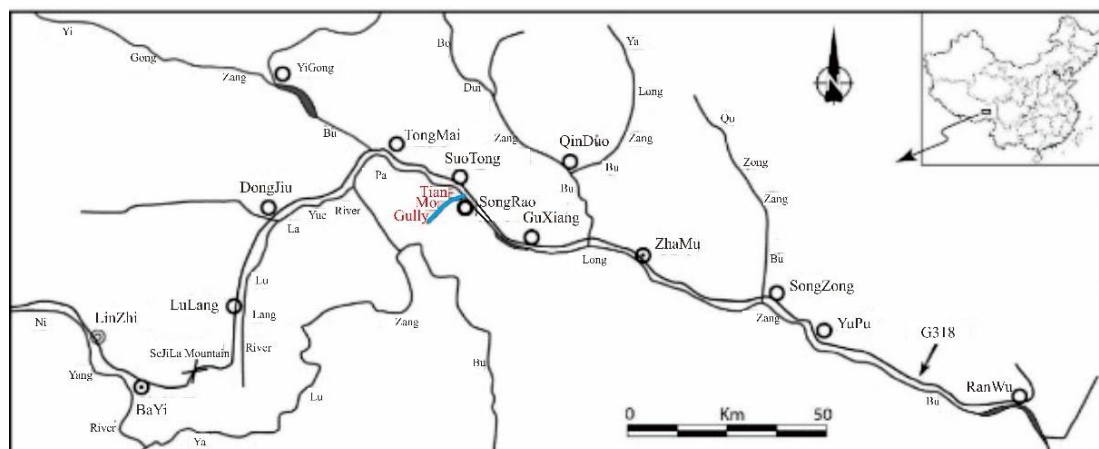


Fig. 1. Geographic location of Tian Mo Gully

Through the field investigation, there are still a lot of loose material in the channel, especially the modern glacial moraine type source, which may be started again, threatening the Sichuan Tibet highway on the right bank of the Palong Zangbu. In this paper, the types and characteristics of the provenance of Tian Mo gully are studied, and the accurate calculation of the dynamic reserves of the source is provided to provide a reference for the understanding and calculation of the source of the glacier debris flow in the basin.

## A survey of debris flow

### Topographic features

Tian Mo Gou is located on the convex bank of the left bank of the park. It has three typical geomorphic units, namely, alpine, glacial (debris flow) canyon and foothill alluvial fan (Fig. 2). Specifically, the trench topography is southwestern high, and the North East is low. The shape of the ditch in the Tian Mo Gou is a spoon shaped, and there are 1 larger tributary trench. The drainage area is about 17.9 km<sup>2</sup>, the main ditch length is 7.10 km, and the average groove bed ratio is 244%. The valley mouth is 2460m above sea level and the highest peak is 5560m, with a relative height difference of 3100m. The upper reaches of the valley are more than 3800m above sea level, and the glacier area is about 9.1 km<sup>2</sup>. Steep topography and glaciation provide favorable terrain conditions for the development of debris flow.

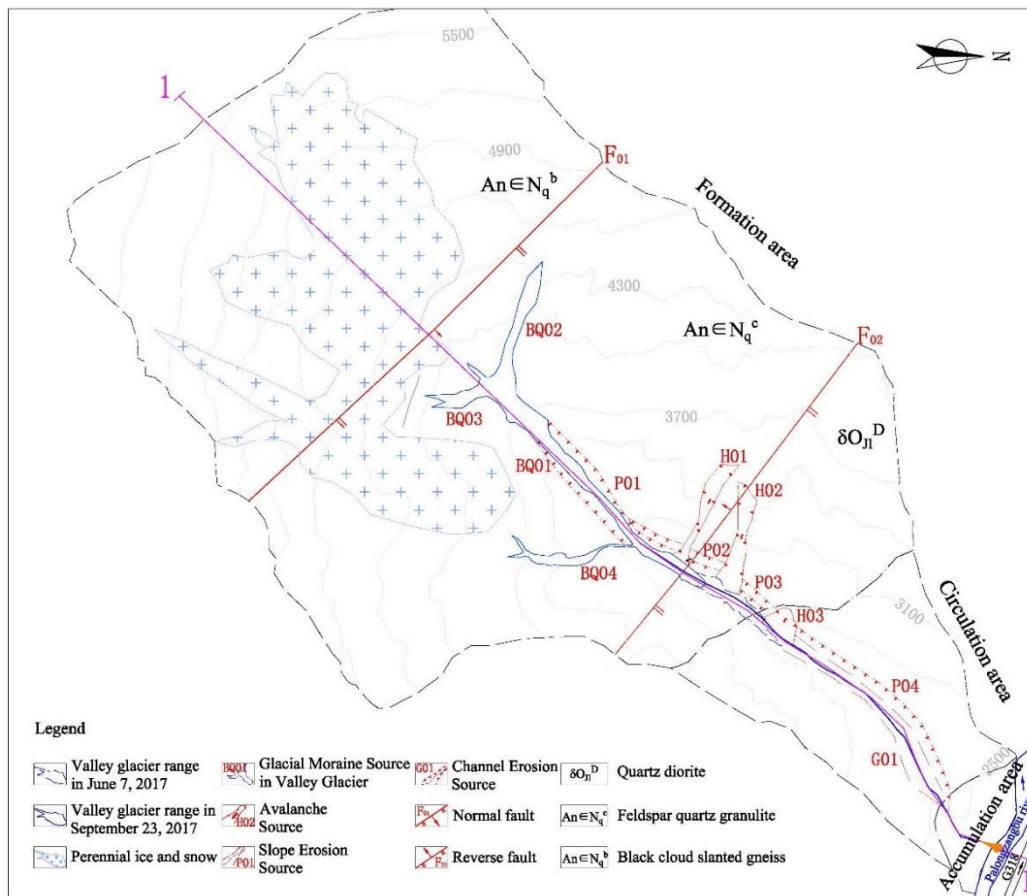


Fig. 2 Geological map of debris flow in Tian Mo gully

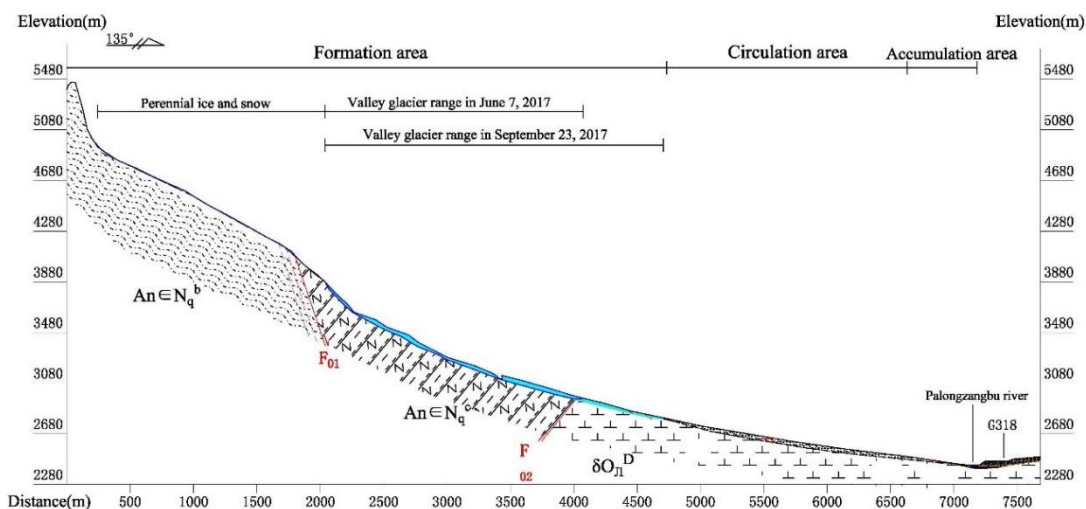


Fig. 3. Vertical profile of debris flow in Tian Mo gully

### Geological structure

The Tian Mo Gou area belongs to the eastern side of the Yarlung Zangbo Suture Zone and the western end of the Jiali - Jialong Temple arc collision belt in the Gangdese Lhasa block. For a strong compression, collision, rotation, strike slip, rapid extension uplift geological structure is extremely complex orogenic belt. The fault structure develops in the main part of the basin, where the main axis is curved, and the secondary fold and fault axis are NW to NW. The fault structures in the Tian Mo Gou basin are mainly developed with F01 and F02 two faults (Fig. 2). The F01 fault is a positive fault, and the bedrock steep ridge is formed in the channel, the rock mass is broken and the rock mass is seriously weathered, and the F02 is a reverse fault, and two landslides are formed in the channel.

### Meteorology and hydrology

The Panglong Zangbo River Basin is affected by the warm and humid India ocean and the Yarlung Zangbo Grand Canyon, which is rich in rainfall and forms an oceanic valley glacier. The two main categories are the hanging glaciers and valley glaciers. The hanging glacier is located at the top of the forming area, and the glacier is weathered strongly by freezing and thawing. The loose material accumulated at the foot of the slope. Valley glaciers are located in the channel of the formation area. With the global temperature rising, glaciers retreat in the trench and form a lot of new moraine.

### Source classification and calculation

Some scholars put forward the need to study the solid supply type of debris flow, classify the main sources of glacial debris flow [Tie *et al.*, 2012]. Some scholars pointed out that the Quaternary glaciers prevailed, and widespread moraine deposits and ice water deposits were found to be sources of debris flow [Hu Guisheng *et al.*, 2011]. There are some new and old moraine deposits of about  $4 \times 10^8$  cubic meters in the ancient township gullies of the Palong Zangbo basin, which are the main source of the gully [Cheng, Geng, Dang *et al.*, 2007]. In addition, [Qiao *et al.*, 2012] researchers have established statistical models of debris flow reserves in Wenchuan earthquake extremely earthquake area by using statistical method and graphic method. So, it is very important to study the classification and accurate calculation method of debris flow.

### Glacial moraine source in valley glacier

The new glacial moraine produced by the modern valley glacier is located in the 2800m-3900m elevation range of the Tianmo gully channel (Fig. 2, 3). The formation of this kind of source is mainly due to a large number of active valley glaciers at the bottom of the main gully



of the glacier debris flow area in the basin of the Palong Zangbo basin. These glaciers have seasonal advance and regressive phenomena, and the measured back distance can reach about 700m in only 3 months. When the glaciers melt, the glacial moraine is deposited in the original place. The new moraine is loose in structure and poor in cementation, so it is easy to start (Fig. 4).

In this kind of source, the volume of the active glacier must be calculated first, and the amount of the source is calculated with the sand content of the active glacier (Fig. 5), and the sand content of the active glacier can be measured in the field.

$$S = \frac{1}{2} \cdot (a + b) \cdot h = h \cdot b - \cot \theta \cdot h^2 \quad (1)$$

Where  $S$  indicates valley glacier cross section area,  $h$  indicates glacier thickness,  $a$  indicates bottom width,  $b$  indicates top width,  $\theta$  indicates natural angle of slope.

$$V_g = S \cdot l \quad (2)$$



Fig. 4. Retreat of glacier. ①perennial ice and snow, ②valley glacier, ③Channel Erosion Source

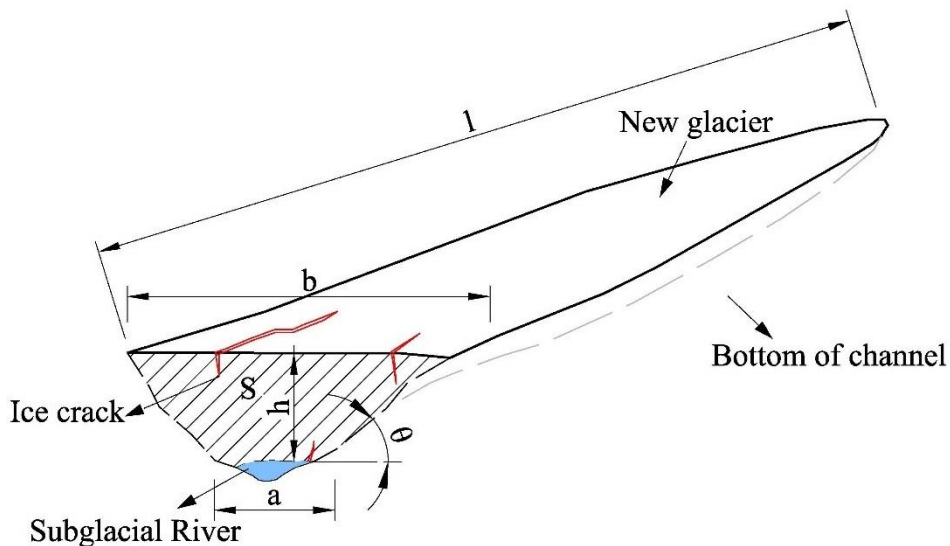


Fig. 5. Calculation model of moraine source.

Where  $V_g$  indicates valley glacier volume,  $l$  indicates valley glacier length.

$$V_{01} = V_g \cdot \gamma \quad (3)$$

Where  $V_{01}$  indicates glacial moraine source in valley glacier,  $\gamma$  indicates glacier sand content.

#### *Avalanche source*

The source of avalanche is a common source of debris flow in various areas. The cause of this kind of source is the collapse and landslide of the debris flow forming area or the slope of the circulation area. The loose material formed by the collapse and landslide is accumulated on the slope foot or into the main ditch and converted into debris flow source (Fig. 6).

After collapse and landslides, loose material accumulates at the foot of the slope. The static reserves of debris flow can be calculated by measuring the geometric parameters of the accumulation body by field or remote sensing. The dynamic reserves of debris flow should be estimated with the natural rest angle beta of the new moraine on the basis of the static reserve calculation, and the measured natural rest angle of the Tian Mo gully is 37 degrees.



Fig. 6. Avalanche source. ①Back wall of landslide, ②Avalanche Source.

#### *Channel erosion source*

Gully erosion source is a common source of debris flow. The source of Tian Mo gully is a debris flow deposit or moraine accumulated at the bottom of the channel. Under the action of rainfall, the flow of the channel inside the channel produces a strong downward erosion and erosion effect on the loose accumulation body in the gully bed, and gradually forms the erosion gully. With the continuous improvement of the hydrodynamic conditions, the loose material at the bottom of the channel is started to form mud. Shi Liu (Fig. 8).



$$\Delta_1 cod = \frac{1}{2} co \cdot cd = \frac{1}{2} h \cdot h \cdot tg\alpha = \frac{1}{2} h^2 \cdot tg(90^\circ - \theta) \quad (4)$$

Where  $\theta$  indicates Natural angle of slope,  $h$  indicates Original groove depth.

$$V_{03} = \Delta_1 cod \cdot L_3 \quad (5)$$

Where  $V_{03}$  indicates Channel Erosion Source Dynamic reserve,  $L_3$  indicates Length of accumulation body of trench bed [Qiao Jianping, 2012].

The volume of channel erosion source (formula 5, 6) can be calculated by measuring the depth of gully erosion in several typical trench sections B, the top of the channel top and the bottom width at the bottom of the channel and the channel length at the bottom of the channel at the bottom of the channel at the bottom of the channel at the bottom of the channel B.



Fig. 7. Slope erosion and channel erosion source. ①Slope Erosion, ②Channel Erosion Source

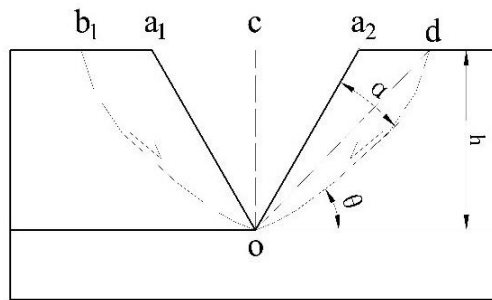


Fig. 8. Calculation model of channel erosion type source [Qiao Jianping, 2012]

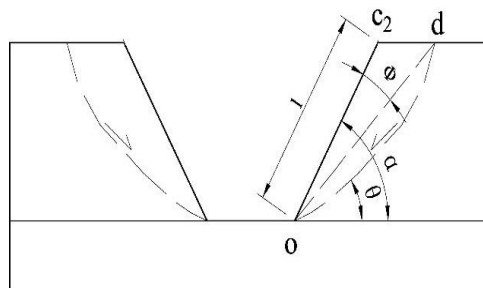


Fig. 9. Calculation model of slope erosion type source [Qiao Jianping, 2012]



### Slope erosion source

Slope erosion is also a common source of debris flow in various regions. The source of this kind of material is under the effect of weathering, and the surface of the ramp on both sides of the channel of the formation zone is transformed into the debris flow source (Fig. 9).

$$\Delta c_2od = \frac{1}{2}c_2o \cdot c_2d = \frac{1}{2}l \cdot l \cdot tg\theta = \frac{1}{2}l^2tg(\alpha - \theta) \quad (6)$$

Where  $\theta$  indicates the density of Natural angle of slope,  $\alpha$  indicates Measured slope angle,  $\Phi$  indicates Angle between an avalanche and a natural angle of rest,  $l$  indicates Measured slope length [Qiao Jianping, 2012].

$$V_{04} = \Delta c_2od \cdot L_4 \quad (7)$$

Where  $V_{04}$  indicates Slope Erosion Source Dynamic reserve,  $L_4$  indicates Length of accumulation body of trench bed.

### Calculation of Debris Flow Source in Whole River Basin

Through the field investigation, the source of the Tian Mo Gou formation area is investigated and calculated. According to the graphical method, the dynamic reserves and static reserves of the different types of material sources are calculated first, and then the total dynamic reserves and static reserves of the whole basin debris flow are obtained.

$$V_0 = \sum_{i=1}^n (V_{01i} + V_{02i} + V_{03i} + V_{04i}) \quad (8)$$

Where  $V_0$  indicates Debris flow reserves in the whole basin.

Through the summary of the previous article, the source types of the Tian Mo grove are combed, and the static reserves and dynamic reserves of various types of material sources are calculated according to the relevant formulas (Table 1, Table 2).

Table 1. Calculation of the source amount of debris flow in Tian Mo Gully

Number	Type	Location	Static reserve (10 <sup>4</sup> m <sup>3</sup> )	Dynami c reserve (10 <sup>4</sup> m <sup>3</sup> )
H01	Avalanche Source	The slope of the left bank of the main ditch at the elevation of 3000m	5.40	1.62
H02	Avalanche Source	The slope of the left bank of the main ditch at the elevation of 900m	11.89	3.57
H03	Avalanche Source	The slope of the left bank of the main ditch at the elevation of 800m	17.02	5.11
P01	Slope Erosion Source	3000-3500m upstream of main channel	54.79	16.44
P02	Slope Erosion Source	900-3000m upstream of main channel	3.81	1.14
P03	Slope Erosion Source	800-2900m upstream of main channel	8.45	2.53
P04	Slope Erosion Source	2500-2800m in the middle and lower reaches of the main ditch	6.67	2.00
G01	Channel Erosion Source	2500-2800m in the middle and lower reaches of the main ditch	21.21	6.36



BQ01	Glacial Moraine Source in Valley Glacier	upstream of main channel	30.70	9.21
BQ02	Glacial Moraine Source in Valley Glacier	The 4000m left bank gully in the upper reaches of the main ditch	2.59	0.78
BQ03	Glacial Moraine Source in Valley Glacier	The 4000m right bank gully in the upper reaches of the main ditch	0.55	0.17
BQ04	Glacial Moraine Source in Valley Glacier	The 3100m right bank gully in the upper reaches of the main ditch	2.16	0.65
Total			155.75	49.57

Table 2. Accumulation of debris flow in Tian Mo Gully

Glacial Moraine Source in Valley Glacier ( $10^4\text{m}^3$ )		Avalanche Source ( $10^4\text{m}^3$ )		Channel Erosion Source ( $10^4\text{m}^3$ )		Slope Erosion Source ( $10^4\text{m}^3$ )		Total ( $10^4\text{m}^3$ )	
Static reserve	Dynamic reserve	Static reserve	Dynamic reserve	Static reserve	Dynamic reserve	Static reserve	Dynamic reserve	Static reserve	Dynamic reserve
36.00	10.80	34.31	10.29	21.21	6.36	67.05	20.11	155.75	49.57

### Conclusions

According to the calculation of the debris flow in the Tian Mo Gou, there are still  $155.75 \times 10^4$  cubic meters of static reserves and  $49.57 \times 10^4$  cubic meters of dynamic reserves. There are  $36 \times 10^4$  cubic meters of glacial deposits in modern valley and  $10.80 \times 10^4$  cubic meters of dynamic reserves in the valley formation area, which are very active, and are easy to start in summer temperature rise and rainfall conditions. The geometric model method can accurately calculate the debris flow source, but the debris flow channel failure is not considered in this aspect. So in future research, we need further improvement. In addition, with global warming, this part of the source will become more active. Debris flows with such source characteristics are very common in the valley of the valley, and the next step will be further investigation and verification in the area. The static and dynamic reserves of glacial moraine source calculation models proposed in this paper can provide reference for the calculation of the source of debris flow in the area.

### Acknowledgements

The field investigation was attended by Huang Liang, Zou Renzhou, Tian Hai and Wang Tianhe. We will like to express my sincerely thanks to them.

### References

- Cheng Z.L., Geng X.Y., Dang C. et al. (2007). Modeling experiment f break of debris-flow dam. Wuhan University Journal of Natural Sciences, 12(4): 588-594.
- Deng Mingfeng, Chen Ningsheng, Ding Haitao, Zhou Chengchan (2013). The hydrothermal condition and formation mechanism of the group-occurring debris flow in the Tibet in 2007. Journal of Natural Disasters. 22(4): 128-134.
- Ge Y.G., Cui P. et al. (2014). Case History of the Disastrous Debris Flows of Tianmo Watershed in Bomi County, Tibet, China: Some Mitigation Suggestions. Journal of Mountain Science, 9(11): 1253-1265.
- He Y., Hu K. et al. (2001). Characteristics of Debris Flow in Polongzangbu Basin of Sichuan-Tibet Highway. Journal of Soil and Water Conservation. 15(3): 76-80.



- Hu G., Chen N. et al. (2011). Classification and Initiation Conditions of Debris FLOW in Linzhi Area, Tibet. *Bulletin of Soil and Water Conservation*, 31(2): 193-197, 221.
- Qiao J., Huang D. et al. (2012). Statistical method on dynamic reserve of debris flow's source materials in meizoseismal area of Wenchuan earthquake region. *The Chinese Journal of Geological Hazard and Control*, 23(2): 1-6.
- Rongqiang W., Zeng Q. et al. (2018). Geohazard cascade and mechanism of large Debris flows in Tianmo gully. *Engineering Geology*, 233: 172-182.
- Tie Y.B., Li Z.L. (2010). Progress in the study of glacial debris flow mechanisms. *Advances in Water Science*, 21(6): 861-866.
- Yu Z.S., De Q.Z. et al. (2008). Analysis of Meteorological Conditions about "9. 4" Debris Flow in Tianmo Gully, Bomi Country of Tibet. *Journal of Mountain Science*, 1(27): 82-87.
- Yu Z.S., De Q.Z. et al. (2009). Preliminary analysis about the cause of "9.4" debris flow disaster in Tianmo Gully, Bomi, Tibet. *The Chinese Journal of Geological Hazard and Control*, 20(1): 6-10.
- Zhang J., Xie H. et al. (2015). Debris flow of Jianmupuqu Ravine in Tibet. *Journal of Catastrophology*, 30(3): 99-103.



## System geoinformation approach to the study of mudflow processes

**T.B. Chepurna**

*Ivano-Frankivsk National Technical University of Oil and Gas, Ivano-Frankivsk, Ukraine, tetti.chepurna@gmail.com*

The article is devoted to the issue of the developing of system geoinformation approach to the study of mudflow processes development. Proposed methodology divided into next stages: setting a task, conceptualization, specification, observation, identification, experiments, implementation of the model, verification of the model, model research, optimization. A brief description of each stage is provided and an example of the application of this methodology is given on the example of Teresva River basin territory. Based on the complex influence of main factors of mudflow development, existing representations and actual data of mudflow phenomena, mudflow hazard areas are identified. The proposed system geoinformation approach to the study of mudflow processes allows to systematize research and analysis of the processes of mudflow formation with the use of the latest geoinformation technologies. Each stage of such a system makes it possible to comprehensively consider the spatial and temporal patterns of the distribution of mudflow phenomena and their activation.

*mudflows, mudflow hazard, temporal factors, spatial factors, geoinformation approach*

## Системный геоинформационный подход к изучению селевых процессов

**Т.Б. Чепурная**

*Ивано-Франковский национальный технический университет нефти и газа, Ивано-Франковск, Украина, tetti.chepurna@gmail.com*

Статья посвящена проблеме разработки системного геоинформационного подхода к изучению развития селевых процессов. Предлагаемая методика исследования включает следующие этапы: постановка задачи, концептуализация, спецификация, наблюдение, идентификация, эксперименты, реализация модели, проверка модели, исследование модели, оптимизация. Приводится краткое описание каждого этапа и пример применения этой методологии для изучения бассейна реки Тересва. На основе анализа факторов развития селевых процессов, существующих представлений и фактических данных о селевых явлениях выделяются зоны селевой опасности. Предлагаемый системный геоинформационный подход к изучению селевых процессов позволяет систематизировать исследования и проводить анализ процессов селеформирования с использованием новейших геоинформационных технологий. Каждый этап такого системного подхода позволяет всесторонне рассмотреть пространственные и временные закономерности селепроявления и активизации селей.

*сели, селевая опасность, временные факторы, пространственные факторы, геоинформационный подход*



## Introduction

Ukrainian Carpathians are divided into three mudflow hazardous areas: northeast, northwest, and southwest. The east area belongs to the basin of the Dniester River. The southeast mudflow area is located in the district of the Prut and Seret River basins. The southwest mudflow area covers the basin of the Tysa River. Within these basins, 390 mudflow streams were marked, which cover an area of 3 917.4 km<sup>2</sup> [Kuzmenko, 2014].

Mudflow basins of the Carpathians belong to the third and fourth categories of the present hazard of mudflow: medium and slightly hazardous. The amount of the material, removed by mudflows annually in the Carpathian region, reaches 500-2400 m<sup>3</sup>/km<sup>2</sup>.

### Brief review of the problem

Last big mudflows were observed in 1998, 2001, 2008, and 2010. New researches prove that climate change will affect all ecosystems of the Carpathians, which in turn will lead to changes in the conditions of the development of mudflow processes [Chepurna, 2017; Didovets, 2017; Shvidenko, 2017]. Considering the climatic changes of recent decades, gradual displacement of climatic zones, and formation of the so-called “hybrid zones” [Taylor, 2015], activity of mudflow processes in the Carpathians may increase, that is the reason that the study of mudflow processes is a pressing issue at present.

The fundamental researches of mudflows include the works, written by the following authors: M. Aizenberg, I. Bogolyubova, B. Velichko, B. Vinogradov, M. Gogoshidze, B. Goldin, B. Ivanov, V. Perov, S. Chernomorets, I. Kherkheulidze, S. Fleishman, A. Sheko, P. Conssot, D. Wrachien, E. Gabet, R. Iverson, M. Cora, M. Jakob, T. Takahashi., E. Zic.

An important contribution to the study of mudflows have been made by following Ukrainian scientists: O. Adamenko, E. Kuzmenko, A. Oliferov, H. Rudko, Ye. Yakovlev. Further development of these studies is authored by O. Ivanik, O. Lukianets, I. Kovalchuk, M. Susidko, T. Chepurna and V. Shevchuk and they give a large attention to the use of modern geoinformation technologies when studying the mudflow processes.

In investigations dedicated towards mudflow issues, many authors refer to modern statistic and geoinformational methods [Jakob and Hungr, 2005; Xu, 2008; Zic et al., 2015]. Some methods and ideas from these researches were developed in current investigation.

The purpose of these studies is to establish the system geoinformation approach to the study of mudflow processes which should involves modern geoinformation technologies. Geoinformation technology should be used for acquisition, analysis, storage, visualisation and utilization of geospatial data of development of mudflows and connected processes.

### Methods

Proposed system of geoinformation approach to the mudflow processes study involves the integration of research methods (observation, experimentation, simulation) with the use of geoinformation technologies.

The study process is proposed to be divided into eleven stages that are consistently changing or coinciding in time:

1. Setting a task - to solve certain problems associated with the development of mudflow processes, it is necessary to allocate in the system a finite number of properties or actions that are most important for the solution of the problem. The purpose of the stage is specification of the number of possible directions and aspects of the study of the mudflow phenomena development.

2. Conceptualization. The formulation of information and ideas about the investigated mudflow site or hazard area in the form of conceptual schemes is formulated, which subsequently form the basis of the database for the collection and systematization of attributive information for the creation of a geoinformation model. In the first place, the place of the mudflow site in the space and possible factors of influence on the formation of mudflows should be determined. Within the framework of the conceptual model, the characteristics of the functioning of the mudflow formation system are given in the form of a verbal description of





the spatial position and time dynamics of the components and their interactions, as well as in the form of charts, tables reflecting changes in quantitative indicators.

3. Specification - the purpose of the stage is to determine the composition of the required input variables of the future geographic information model, to determine the methods and units of measurement.

4. Observation - based on the results of the specification, field observations of the development of mudflow processes are planned and carried out, or existing data are used.

5. Identification is the establishment of functional relationships between the input variables: data on the mudflow manifestations and factors that determine them.

6. Experiments - if necessary, carry out for testing various hypotheses about the nature of the relationship between the processes of mudflow formation and factors.

7. Implementation of the model - is the calculation of spatial or temporal dynamics of the development of mudflow processes.

8. Verification of the model - to establish the adequacy of the model: compare the calculated curves of the dynamics of the state variables with the data of observation and overlay analysis of actual and empirically constructed maps (verification).

9. Model research - construction of models of dynamics and cartographic mapping, application of the developed geographic information model in solving adjacent issues and consideration of the possibility of application in other territories.

10. Optimization - among the external factors influencing the formation of mudflows, there are such, the introduction of new information on which can greatly optimize the built model.

11. Final synthesis - at this stage, a report is prepared, which evaluates the results and gives recommendations for full-scale optimization or predictive calculations.

### Analysis

Next it will be shown the practical realization of the proposed system. Main stages are marked here, but it is not necessary to show them in such kind investigation.

*Setting a task.* The task of determining the risks from mudflows in Teresva River basin is given. The scale is regional. Result of the investigations should become a part of regional geoinformational model of risk assessment.

*Conceptualization.* Teresva is a river in Ukraine, within Tyachiv district of the Transcarpathian region. Right tributary of Tysa (Danube Basin). Length 56 km, area of the basin 1225 km<sup>2</sup>. The valley to the village of Dubovy is predominantly V-shaped (width 100-400 m), in some sections gorges (width 30-40 m), below - a drawer, in width from 0,5 km to 2 km. The floodplain is often asymmetric, intermittent (the width varies from 50-200 m to 1.5 km), at the bottom it merges with the floodplain of Tysa. Generous winding, very branched out, rapidshare, there are waterfalls (in the upper reaches). The width of the river is 10-20 m to 90 m. The slope of the river is 6.1 m / km. Power mixed with predominance of rain; typical floods and mudflows during the year, sometimes very devastating. Shore on separate plots fortified. Teresva is formed by the merging of Mokryanka and Brusturyanka near the village of Ust-Chorna. The upper part of the Teresva basin lies among the southern slopes of Gorgan and the western part of Svydovets. Below the river crosses the Poloninsky Range, in the lower reaches the Upper Tysa Cavern. The main tributaries are Mokryanka, Krasnyi, Tereshkilka, Luzhanka, Vil'vchivka (right); Brusturyanka, Tychoverts, Dubovets (left) [Chis, 2011].

The area of 85 mudflow basins is 173,01 km, 7,2% of the basin of Teresva. The length of 129 mudflow water streams is 142,248 km, 15% from total length.

3. *Specification.* To analyze data using geoinformation analysis methods, the information should be in the form of quantitative data and transferred to a database that is related to GIS, or indeed to the GIS attribution tables. In our example, we used MapInfo. Statistical processing was performed in Statistica.

4. *Observation.* These studies were conducted on the basis of the data previously entered in the cadastre. The date of the cadastre-catalog of mudflows of SE "Zahidukrgeologiya" (in a number of 117 marked mudflow phenomena, over a period of 1998 – 2018 years) were used

for the realization of analysis. The main statistics of mudflow phenomena in Teresva are shown in Table 1. Full-scale study of mudflow sites, profiles of mudflow watercourses can be conducted through Google Earth by laying the required layers (Fig. 1). Some graphics can make better imagine about interaction of some factors (Fig. 2).

Table 1. Basic statistics of mudflows phenomena of Teresva river

Statistics	Absolute altitude, m	Length of the cone, m	Width, m	Area, m <sup>2</sup>	Power of proluvium, m	Volume of material, m <sup>3</sup>
Medium	653,3	56,8	52,0	1695,8	2,2	5,9
Median	628,6	50,0	40,0	1000,0	1,6	0,8
25th percentile	564,3	30,0	25,0	343,8	1,0	0,2
75th percentile	718,4	75,0	70,0	2275,0	3,0	4,2
Minimum value	380,0	10,0	3,0	15,0	0,5	0,0
Maximum value	1187,2	200,0	180,0	9000,0	8,0	200,0
Standard deviation	138,6	36,8	37,6	1923,2	1,7	20,9
Dispersion	19199,4	1350,4	1414,2	3698801,5	2,9	435,7
Asymmetry	1,2	1,4	1,2	1,7	1,5	8,2
Kurtosis	2,1	2,3	1,1	3,0	1,8	74,9
Number of Values	117,0	103,0	105,0	100,0	106,0	103,0

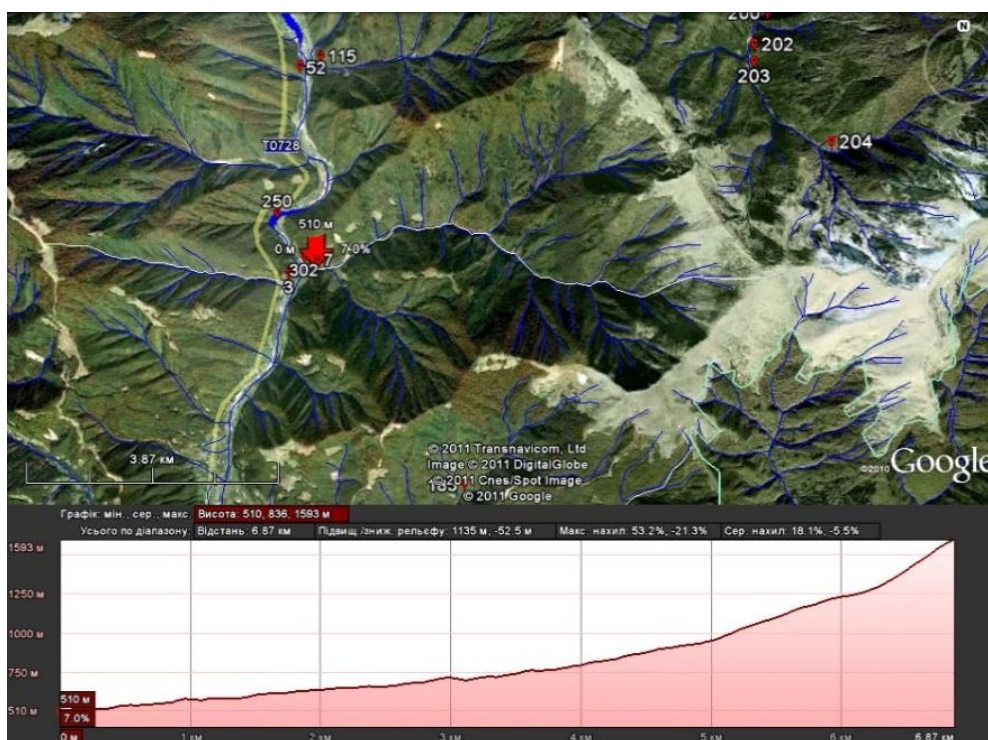


Fig. 1. Observation of mudflow basins in Google Earth

As for the time information, we graphically present the actual data for tracing the general dynamics of climatic factors in the region (Fig. 3).

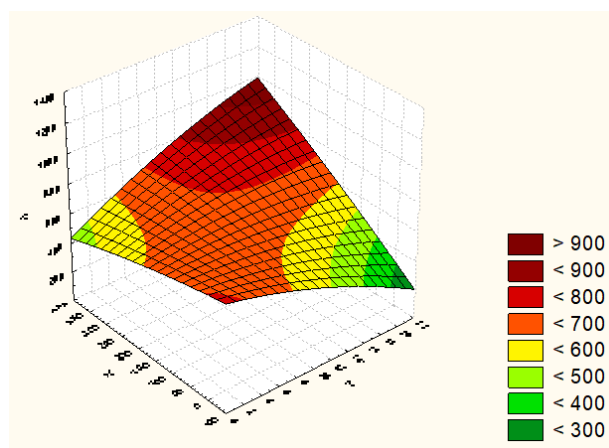


Fig. 2. 3D surface of factor characteristics “altitude” (Z), “slope angle” (Y), slope aspect (X) for Teresva river basin

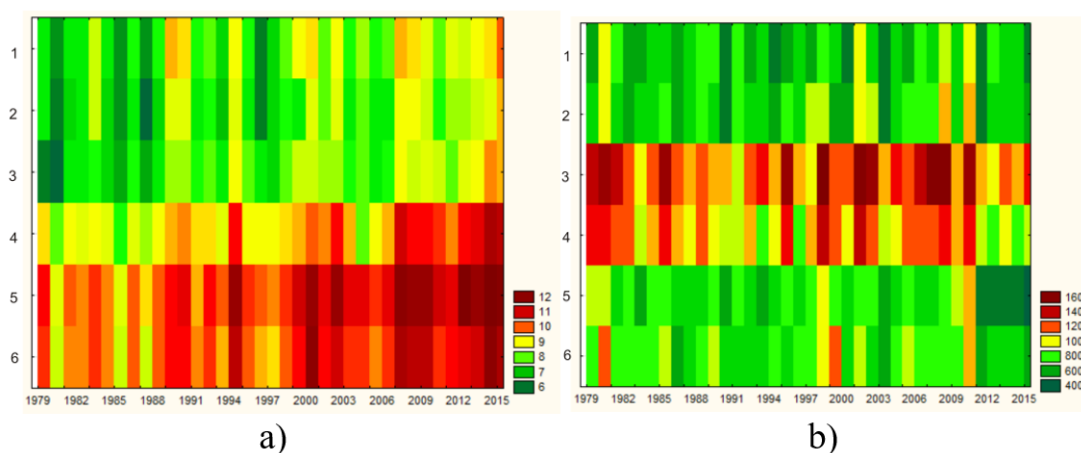


Fig. 3 The factual data of a) average annual temperature ( $^{\circ}\text{C}$ ) and b) total annual precipitation (mm) (for weather stations Ivano-Frankivsk (1), Kolomyya (2), Rakhiv (3), Khust (4), Beregovo (5), Uzhgorod (6))

5. *Identification.* A cartographic database was constructed and contained a cartographic layers of mudflows sites and factors which can affects the development of mudflows within the area, such as geological, geomorphological, technogenic, and landscape etc. The choice of factors should be made relative to the scale of the study area. The area under investigation is a regional scale, therefore some local factors are generalized.

6. *Experiments.* Here we use a large list of methods and types of analysis: as usual histogram correlation, cluster, factor, dispersion. The initial data can be factual data and secondary data, derived empirically or through overlay analysis in GIS.

A spatial analysis conducted with application of metrical overlay operations with the purpose to verify the existence of patterns between mudflow sites distribution and factors, which in cartographic relation are mapping points, linear and planar objects. As a result, values of the following factor characteristics can be calculated: altitude, angle of slope of surface, altitude of watershed, distances to the base of erosion, to the nearest landslide, to the tectonic fault, to the watershed or other. Searching of appropriate connection between the spatial distribution of mudflow sites and each of factors can be executed by the verification of accordance of distribution of factor characteristics values by the theoretical distributions using of different statistical criterions (Shapiro-Francia, Kolmogorov-Smirnov, Mann-Whitney tests, etc.) Widen descriptive analysis for mudflows study has been presented in article [Chepurna, 2017].

Here is an example of the use of factor analysis to prove the existence of an influence on the process of mudflow formation. For example, we will take three basic morphometric parameters: the altitude and angle of the slope where the mudflow was fixed, the altitude of the



applicable watershed. The value of each potential predictor  $X_j$  is provided in the form of linear combinations of factors  $F_j$  and factor loadings  $a_{ij}$ , where  $j = 1, 2, \dots, m$ ,  $m \ll k$ .

$$X_j = \sum_{i=1}^m a_{ij} F_i. \quad (1)$$

$m$  - number of factors. The mathematical model of the method is based on the logical assumption that the value of the set of interrelated characteristics produces a general result, in our case - the process of mudflow formation. As a result, we see that all factors are significant (Table 2). In the case of a large number of factors we use the Cattell criterion with the aim to select significant factor features.

Table 2. Results of factor analysis

Factor Loadings	
	Factor - 1
The altitude	0,960339
The angle of the slope	0,593659
The altitude of the applicable watershed	0,962475
<b>Expl.Var</b>	2,003577
<b>Prp.Totl</b>	0,667859

*7. Implementation of the model.* This stage involves analyzing the dynamics of mudflow processes, tracing existing rhythms and periodicity. In a part of the temporal analysis, the time series of the following factors can be selected: amount of precipitation, temperature, groundwater level, energy of earthquakes and Sunspot numbers. The source of all data was the Cadastre catalog of SE “Zahidukrgeologiya”, besides the Sunspot numbers, compiled by the US National Oceanic and Atmospheric Administration (monthly average daily sunspot number posted on WDC-SILSO, Royal Observatory of Belgium, Brussels). The presence of the trend and its character are studied; the presence of seasonal and cyclic components. The analysis of autocorrelation functions and periodograms allowed to define the basic rhythmic constituents in time series. Cross-correlation can identify an appropriate displacement between time series.

As an example, we present the results of the correlation analysis for periods of solar activity (Fig. 4). This research provided searching patterns between parameters relating to a specific time period of the solar cycle. The significance of the correlations is checked by the hit values in the confidence interval.

*8. Verification of the model.* At each stage of the above analysis, there are own validations and test criteria for tracking the correctness and verifying the results. At this stage, an integrated result is checked.

#### *9. Model research.*

On the basis of the revealed regularities and periodicities it is possible to create time and spatial models of the development of mudflow phenomena, to simulate the development of the situation when changing the magnitude of the influence of factors, to build a variety of thematic maps, etc.

In many articles, scientists assume that the assessment of natural hazards should include information about the place and time of the phenomenon development, taking into account many factors of influence [Bychenok, 2008; Cui, 2012; Fuchs, 2012; Kasianchuk, 2016; Kidyayeva, 2017] In order to determine a generalized risk, it is proposed to calculate adjusted collective mudflow risk for the administrative-territorial units. Under the adjusted collective mudflow risk for an mudflow hazard area (region), one should understand the risk from mudflows, which takes into account: the average temporal probability of development of mudflows; the proportion of area of mudflow basin and total; the density of the population; and availability of the protective systems within the territory.

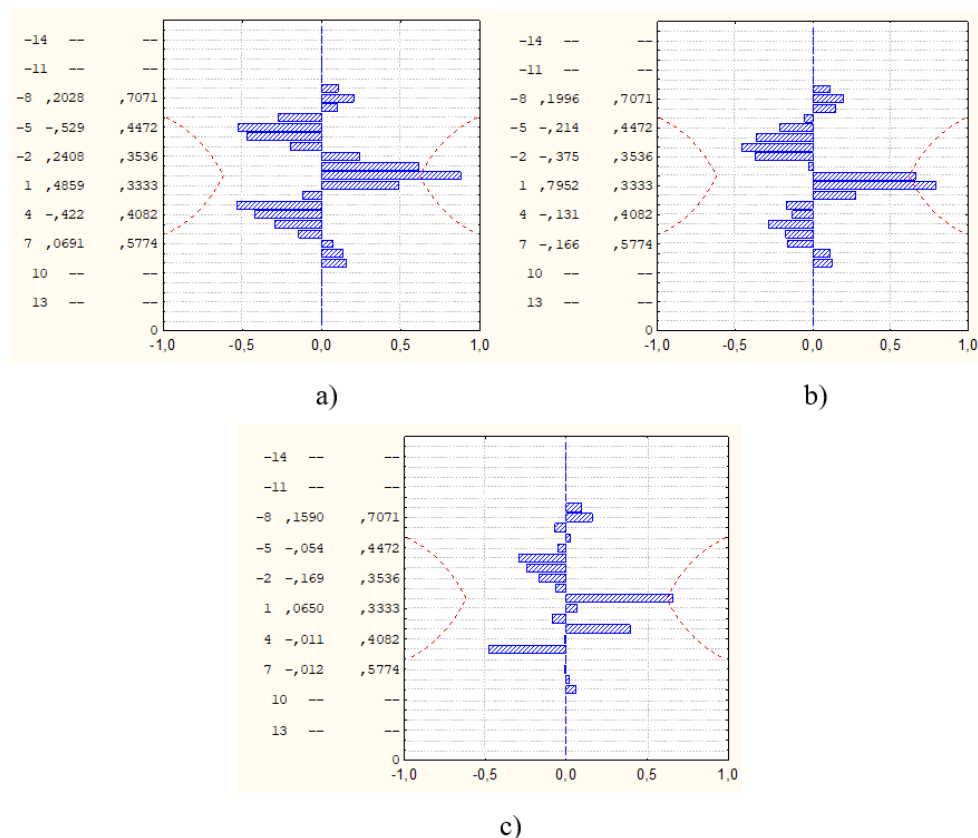


Fig. 4. Cross-correlogram for a series of a) average annual temperature of air and solar activity, b) The average annual air temperature and mudslide activity, c) the total annual rainfall and the activity of the mudflows for the period 1996-2005 (Rakhiv meteorological station)

The formula of the adjusted collective mudflow risk (persons per square km) for  $i$  area in  $t$  time) is

$$Rpr_{i,t} = \bar{P}_{i,t} \cdot N_i \cdot \frac{\sum_{n=1}^k S_i}{S_i^2} \cdot Z_i \quad (3),$$

where:  $\bar{P}_{i,t}$  - a mean value of mudflow hazard for the region  $i$  in  $t$  time;  $\sum_{n=1}^k S$  - a total area of mudflow basins, km<sup>2</sup>;  $S_i$  - an area of  $i$  region, km<sup>2</sup>;  $N_i$  - an amount of population in  $i$  region, persons;  $Z_i$  - a coefficient that takes into account the presence of mudflow protective constructions [Chepurna, 2017].

The resulting map of adjusted collective mudflow risk is shown on Fig. 5.

As we see from the map, there is no significant threat to the territory from the development of mudflow processes. The maximum risk scores only 0,0115 persons for maximum peak activity of mudflows.

10. *Optimization.* Analyzing the new information and adding the new levels to time dynamics you can build current dynamics models and corresponding cartographic images.

11. *Final synthesis.* Secondary information obtained from the resulting models can be used in the comprehensive study of exogenous geological processes, control of the situation of the development of hazard.

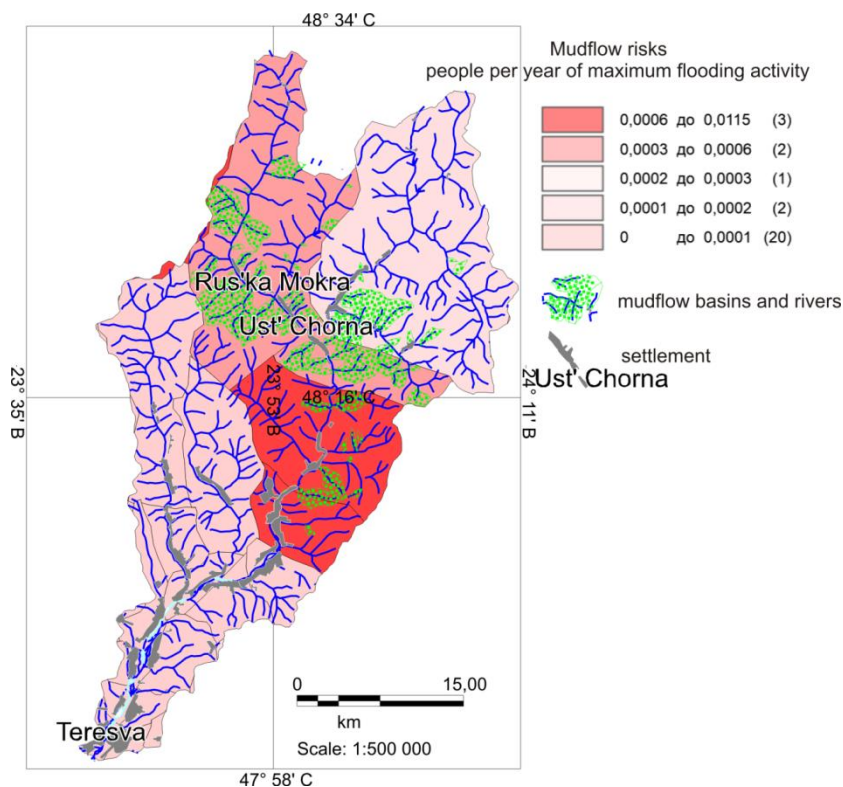


Fig. 5. Cartogram of adjusted collective mudflow risk assessment within the limits of administrative-territorial units (settlement and municipal advices) for river Teresva basin

## Conclusions

The proposed system geoinformation approach to the study of mudflow processes allows to systematize research and analysis of the processes of mudflow formation with the use of the latest geoinformation technologies. Each stage of such a system makes it possible to comprehensively consider the spatial and temporal patterns of the distribution of mudflow phenomena and their activation. The multifaceted geoinformation analysis is an instrument of multilateral study of mudflows, the study of the complex influence of processes that affect formation. The considered system approach can be used not only for regional study, but also by applying new methods of analysis, in the study of local mudflow sites.

## References

- Bychenok M., Ivanyuta S., Yakovlyev, Ye. (2008). Risks of life in the natural and man-made environment. Institute for National Security Problems of Ukrainian Citizens and its Authorities. Kyiv, 160.
- Kuzmenko E., Chepurna T. (2017) Prediction of the mudflow processes: monograph. Ivano-Frankivsk: IFNTUOG, - 254 p.
- Chepurna T. (2017) Geoinformational prognostic model of mudflows hazard and mudflows risk for the territory of Ukrainian Carpathians. *Contemporary Trends in Geoscience*, 6(1). doi: 10.1515/ctg-2017-0005.
- Chis T. V. and Kosinszki S., (2011). Geographical introductory characterization of the upper Tisa River basin (Romania-Ukraine), *Transylvanian Review of Systematical and Ecological Research*, Curtean-Bănăduc, 11, 1-14.
- Chepurna T. (2017) Features of high-altitude distribution of mudflow sites in the Upper Tysa basins in Ukrainian Carpathians. *Scientific Bulletin of the National Mining University №2*, 118-127.
- Cui P, Dang C, Zhuang J, Eds. (2012) Landslide-dammed lake at Tangjiashan, Sichuan province, China (triggered by the Wenchuan Earthquake, May 12, 2008): risk assessment, mitigation strategy, and lessons learned. *Environ Earth Sci* 65(4): 1055–1065.
- Didovets I, Lobanova A, Bronstert A, Eds. (2017) Assessment of Climate Change Impacts on Water Resources in Three Representative Ukrainian Catchments Using Eco-Hydrological Modelling. *Water* (9). doi:10.3390/w9030204.



- Fuchs S., Birkmann J., Glade T. (2012). Vulnerability assessment in natural hazard and risk analysis: current approaches and future challenges. *Natural Hazards*, 64(3): 1969–1975.
- Jakob M., Hungr O., eds. (2005). *Debris-Flow Hazards and Related Phenomena*. Praxis-Springer, Berlin
- Kasiyanchuk D., Kuzmenko E., Chepurna T., eds. (2016) Calculation of that environmental and geological landslide risk estimate. *Eastern European Journal of Enterprise Technologies*, 1(10): 18–25. doi:10.15587/1729-4061.2016.59687.
- Kidyayeva V., Chernomorets S., Krylenko I., Wei F., Petrakov D., Su P., Yang H., Xiong J. (2017). Modeling potential scenarios of the Tangjiashan Lake outburst and risk assessment in the downstream valley. *Frontiers of Earth Science*, 11 (3): 579-591. doi 10.1007/s11707-017-0640-5.
- Shvidenko A., Buksha I., Krakovska S., et al. (2017) Vulnerability of Ukrainian forests to climate change. *Sustainability* 9(7): 1152. <https://doi.org/10.3390/su9071152>.
- Taylor S., Larson E., Harrison R. (2015). Hybrid Zones: Windows on Climate Change. *Trends in Ecology and Evolution*, 30: 398-406.
- Xu J. (2008) A study on the integrated regional meteorological prognosis and warning model for geological hazards. *Debris Flows: Disasters, Risk, Forecast, Protection: Intern. conf, Pyatigorsk, - Pyatigorsk, Institut "Sevkavgiprovdkhoz"*, 178-181.
- Zic E., Arbanas Z., Bicani N. et al. (2015) A model of mudflow propagation downstream from the Grohovo landslide near the city of Rijeka (Croatia). *Natural Hazards and Earth System Sciences*. 15, 293–31.10.5194/nhess-15-293-2015.



## Geomorphological and geological analysis of Akchour landslide in Rif Mountain, Morocco

**H. Harmouzi, A. Dekayir, M. Rouai**

*Geoexploration and Geotechnic Research Team, Moulay Ismail University, Meknès, Morocco, har.hasnaa@gmail.com, dekayir@yahoo.fr, mohamed.rouai@gmail.com*

Natural hazards in prone areas become increasingly intense as a result of climate change and human impacts. In northern Morocco, Rif Mountains are characterized by the presence of high altitudes reaching 2456 m and steep slopes. The geological terrains are mainly represented by marls under humid climate. These conditions make this region vulnerable to landslides which constitute a real threat to local population and socio-economic activity. The present work deals with the case of an important landslide in Taourart-Akchour, located 9 km far from Chefchaouen town (North of Morocco). This landslide occurred after the heavy winter rainfall of 2010. The resulted damage was considerable without loss of human life fortunately. The superposition of Triassic limestone on Neogene marls, combined with a slope of 19%, favored the sliding. Indeed, the morphological structure established from remote sensing analysis and field survey, shows that this landslide is a complex rotational one in a geological thrust sheet context.

*landslide, thrust sheet, Rif, Morocco*

## Геолого-геоморфологический анализ оползня Акчор в горах Эр-Рифа, Марокко

**Х. Хармуози, А. Декайир, М. Руаи**

*Исследовательская группа по геологоразведке и геотехнике, Университет Мулая Исмаила, Мекнес, Марокко, har.hasnaa@gmail.com, dekayir@yahoo.fr, mohamed.rouai@gmail.com*

Опасные природные процессы становятся все более интенсивными в результате изменения климата и воздействия человека. В северном Марокко горы Эр-Риф характеризуются большими высотами, достигающими 2456 м и наличием крутых склонов. Горные породы представлены преимущественно мергелями. Эти особенности территории в условиях влажного климата обуславливают высокую уязвимость региона для оползней, которые представляют реальную угрозу местному населению и социально-экономическим объектам. Данная работа посвящена исследованию случая схода оползня в Тауар-Акчуре, расположенном в 9 км от города Шефшауэн (север Марокко). Этот оползень сошел после интенсивных зимних осадков в 2010 году. Жертв среди населения не было, однако причиненный ущерб был значительным. Залегание триасового известняка на неогеновых мергелях в сочетании с 19%-ным наклоном склонов способствовало оползанию. Действительно, морфологическая структура, выявленная на основе анализа данных дистанционного зондирования и полевых исследований, показывает, что этот оползень относится к типу сложных оползней с вращением, возникающих вследствие осевой нагрузки.

*оползень, осевая нагрузка, горы Эр-Риф, Марокко*





## Introduction

The Rif Mountain is known as prone area for landslides which damage the infrastructures and impact the sustainable development of the region. The studied Akchour landslide is located near Chefchaouen Natural Park and due to its size, has caused significant damages: destruction of houses, roads and agricultural land crops.

In the Rif mountains many studies dealt with mass movements inventories, and mapping [Avenard, 1965; Millies-lacroix, 1968; Margaa, 1994; Fares, 1994 and Fonseca, 2014] with geological study of particular cases [El Fellah et al., 1996; Faleh & Sadiki, 2002; Azzouz et al., 2002; Mansour, 1998]. The first mapping and inventory study of mass movements had focused on the Sebou basin [Avenard, 1965]. In the central part of the Rif, Maurer (1968) focused mainly on mapping, particularly superficial ones. El Khattabi and Carlier (2004) discussed the relationship between rainfall and the mechanical parameters of materials and their influence on the safety factor (F), in the northern limit of the central Rif. The multi-fractal analysis performed on landslides in the central Rif [Rouai & Jaaidi, 2003] demonstrates that the spatial distribution of landslides is not a homogeneous fractal structure and showed self-organized behavior. Landslides were also studied and analyzed using the photogrammetry technique [Mastere, 2011].

This work is interested to the Akchour landslide, in thrust sheet context (Michard et al., 2002). It consists of a geological characterization in order to understand the predisposition and triggering parameters of the mass movement (lithology, faults, slope gradient, stream network, rainfall and land use). These parameters have been mapped and classified in order to understand their interactions and their respective effects in the instability of this landslide.

## Environmental context

### *Description the landslide*

The studied area is located about 9 km north of the Chefchaouen city (Fig. 1) between the longitudes W 5.223983-W 5.205460 and the latitudes N 35.258807-N 35.240284 (WGS 1984). The landslide was occurred in 2010, causing significant material damages without deaths fortunately. According to a field survey carried out with the local population, the mass movement began in a progressive way ten (10) days before the rupture, which warned the people who took the precaution to escape. With an area of approximately 36 ha (Fig. 1-1), this slide has completely changed the local landscape. The agricultural lands were destroyed and become unusable. The Taourart village consisting of about 75 houses was almost buried under the landslide body, which pushed 500 people of this village to move out (Fig. 1- 2, 3 and 4).

The Akchour landslide is located in an important touristic area, which contain two routes that connect several villages to the main road network. Apart from the material damage caused by the landslide event (loss of houses and farmland), the destruction of these two routes handicap the socio-economic activity of this area. However, the reactivation risk of this mass movement is still persistent, especially since no security or stabilization measures have been undertaken.

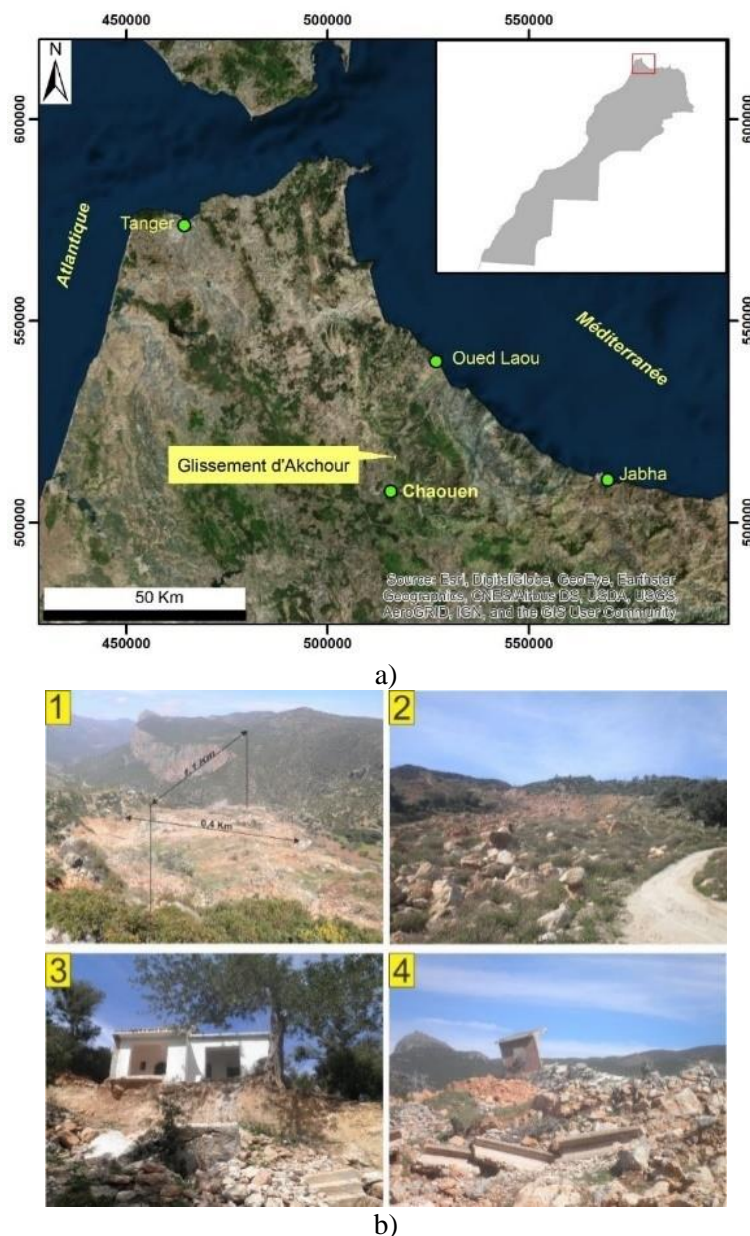


Fig. 1. Akchour landslide: a – location on Google satellite image (from ESRI)); b – 1) general view of the landslide, 2) blocks of stones, 3) partially destroyed mosque by the sliding surface, 4) totally destroyed irrigation pipes

### Climate

In the landslide area, the climate is Mediterranean, with high rainfall values are between November and February. The driest months are July and August [Agence du Bassin Hydraulique de Loukkos, 2012]. Between December 2009 and March 2010, the Chefchaouen area received about 1100 mm (80% of annual rainfall) which give the highest cumulative values recorded over the last decade. Thus, these high rainfall values seem to allow the triggering of Akchour landslide during March 2010.

The local stream network consists of two small tributaries of the Talembote river. The beds of these two tributaries are completely modified. Indeed, before the sliding, these two tributaries intersect at a confluence point before joining the Talembote river. After the sliding, they become separated and revealed a small spring that could be the continuity of the subsurface flow of the western tributary.

### Topography

The study area is characterized by a rugged and varied topography. The maximum altitude is about 2147 m at Jbel Tissouka. A slope analysis performed using the Jenks [Jenks, 1967] method show that the slopes below 15 ° cover 76% of the study area. The Akchour landslide is located in the slope class ranging from 16 to 25°(Fig. 2).

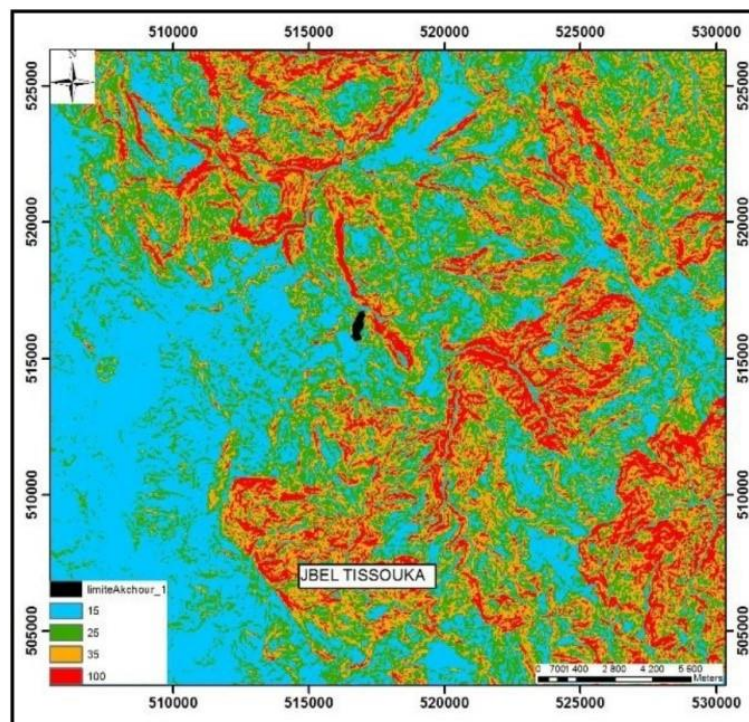


Fig. 2. Location of Akchour landslide on digital elevation model and slope maps

### Geological setting

The geology of Akchour is composed of the Beni Hozmar unit which is part of the Gomarids, the predorsal unit (flysch) and the Tarhzoute unit (Fig. 3) [Kornprobst et Wildi., 1975]. The Beni Hozmar unit consists of mainly of paleozoic formations consisting of siluro-devonian schists, conglomerates, carboniferous flyschs, and permian marls. This sheet rests in reverse fault on the the predorsal layer of sandstone, oligocene brown clay in the upper part and marl at the base. The predorsalian unit is overlapped by the Tarhzoute unit (white massive limestone of the upper triassic and conglomerate of unknown age) [Chalouan et al., 2008].

The Akchour landslide is located in a moderate seismic activity area [Cherkaoui and El Hassani, 2012]. In 2005 the occurred earthquake close to Akchour landslide is about 2.7 km to the north having a magnitude of 3.1 on the Richter scale [ISC, "International Seismological Center"].

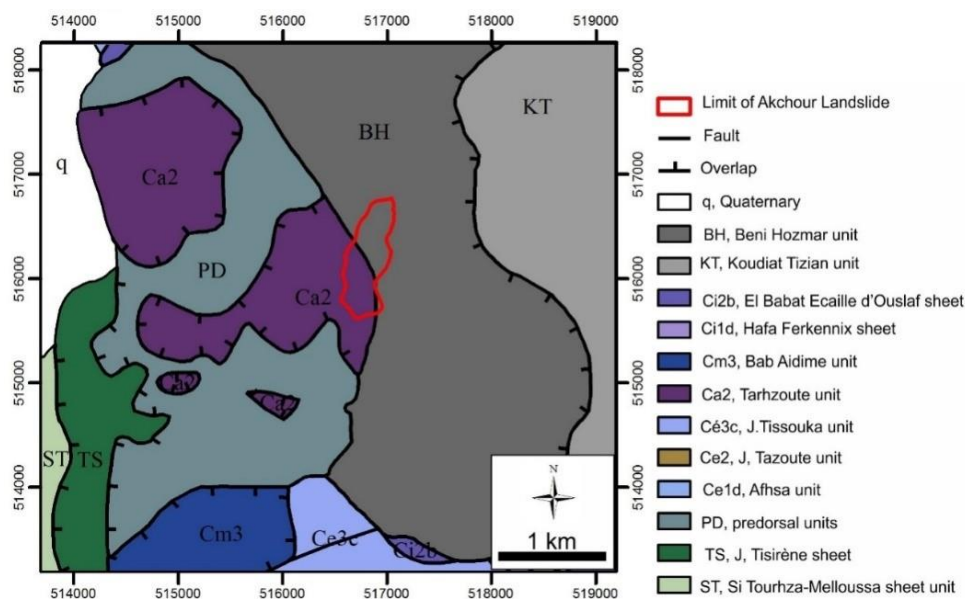


Fig. 3: Structural map of the study area showing the thrust sheets unit [Kornprobst et Wildi., 1975].

### Methodology

To study the Akchour landslide, a multidisciplinary methodological approach was adopted:

- The landslide morphology was approached through the study of 1/20 000 aerial images taken after the sliding. Pair of stereographic images was transformed into composite images (Fig. 5) with red and cyan colors. Using the Arcgis software, this operation allows mapping and highlighting the elements of the slide, through these available mapping tools.
- A comparative geological and hydrological studies were done using two Google Earth images taken before and after landslide in order to understand how the movement occurs and to evaluate damages of agricultural terrains and infrastructures.

### Analysis and results

#### Morphology

The visual interpretation of the satellite images (Fig. 4) shows that the gravitational movement of the sliding mass has two directions: a main SSW-NNE one (green arrow) and a secondary (black arrow) SW-NE direction. The comparison between the two satellite images shows that the ground motion is not homogeneous, a land block inside the landslide, has not undergone a notable displacement, but it is quite visible that is tilted.

The figure 6 shows the structure of the slide extracted from the composite image of aerial photos (Fig. 5). This structure shows, at first sight, that the slide is composed of several units, with differential movements. Apart from the sliding surface to the south and west, the slipped body contains several secondary sliding surfaces that relax the movement stress. These surfaces are located in the middle part of the slide; this is due to the combined movement towards the northeast that was guided by the orientation of the local slope (towards the NE). The movement features recorded by stereoscopic analysis are: escarpments, crown and slump blocks.

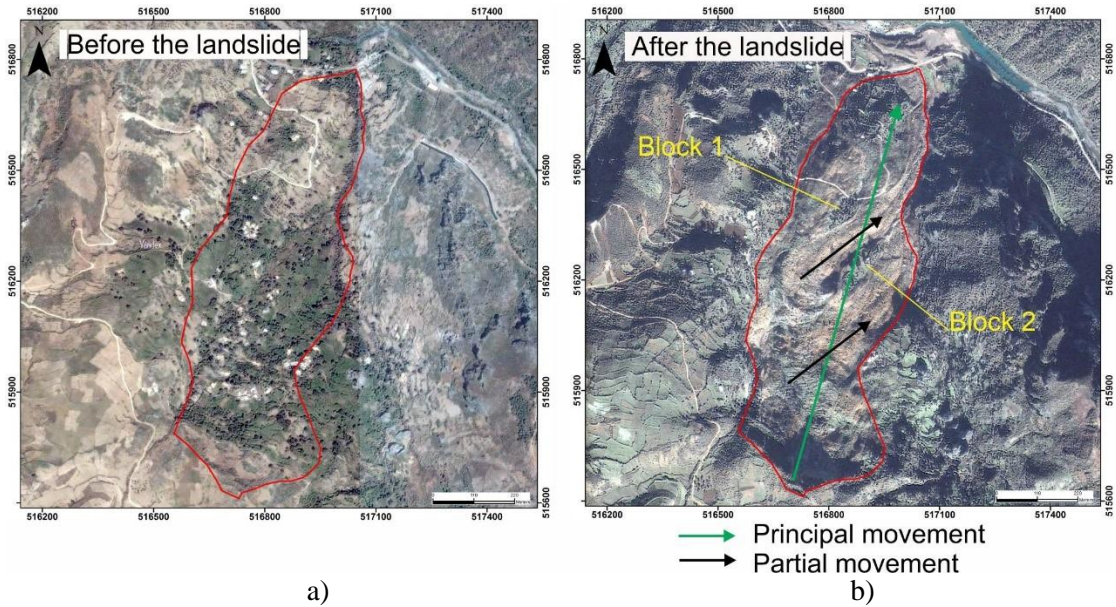


Fig. 4. Initial view (2005) (a) and post landslide view (2014) (b) of the landslide (source: Yandex and Google).

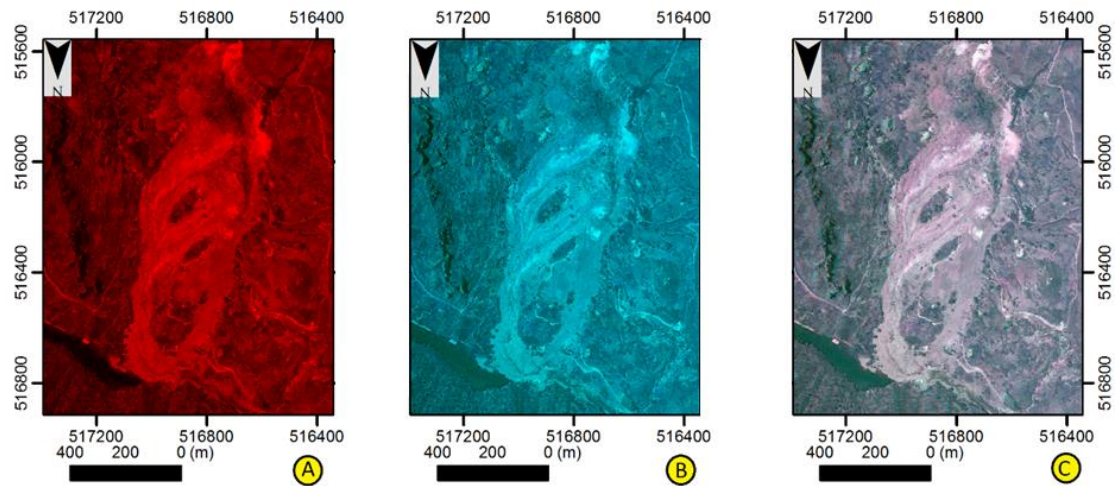


Fig. 5. A – red band of left aerial photo. B – cyan component (Blue and green bands) of the right aerial photo. C – composite Image (Red and Cyan)

*Geology of the Akchour site*

The geometry of the geological layers in the vicinity of the landslide was approached through a geological cross-section (Fig.7 C, D). This SSW-NNE cross-section shows the limit between the predorsal and beni hozmar units. This limit is represented by a subvertical NW-SE fault (geological map of Talembote cross-section KK ') located probably in the middle of the landslide. In fact, the massive triassic dolomite and limestone formations (TICB formation in Fig. 7A) overlap the micaceous sandstone and brown clay formations and the eocene marls (egPD).

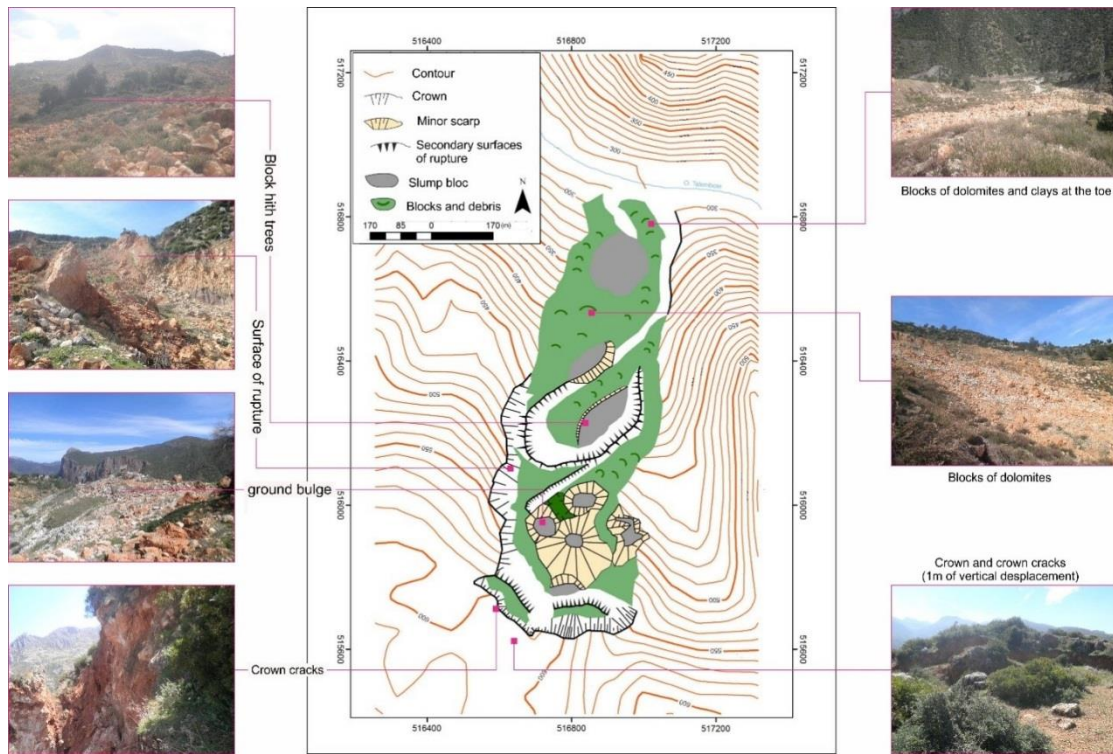


Fig. 6. Morphology of the Akchour landslide extracted from the composite image data

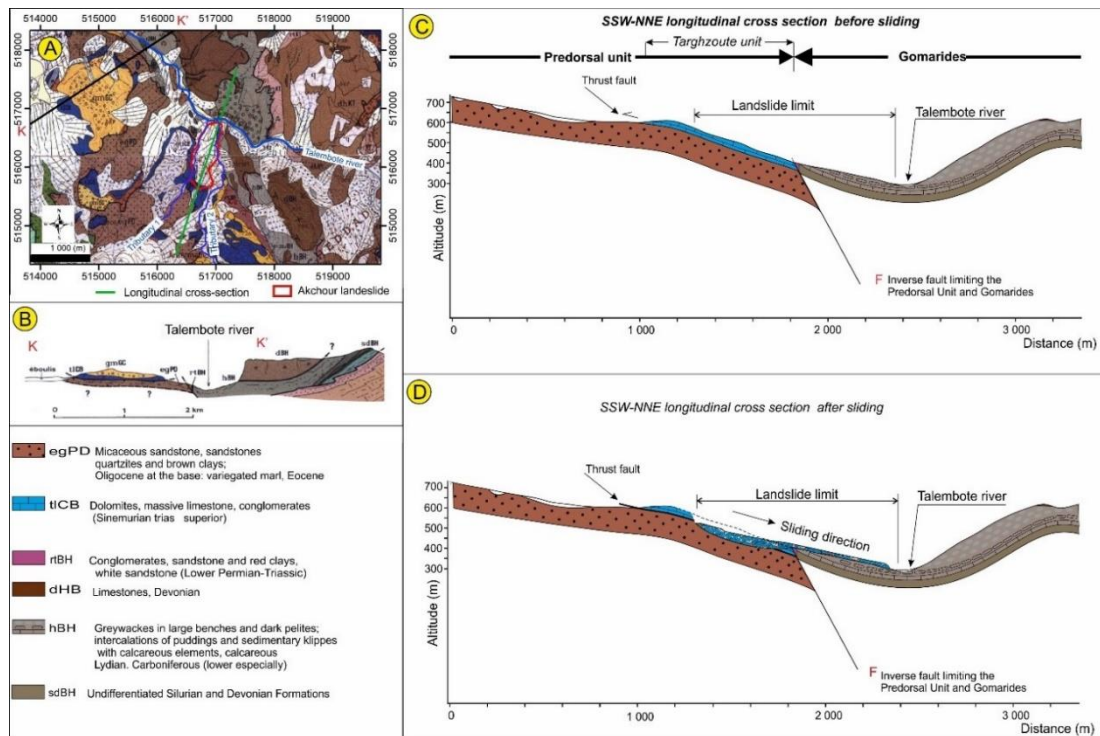


Fig. 7. A – location of the geological cross-sections on the topographic map 1 / 50,000. B – geological cross-section at the NW of the slide (KK'). C – Longitudinal cross-section before sliding. D – Longitudinal cross-section after sliding

### Conclusion

In this case study, using anaglyph method, it was possible to map the landslide structure and to understand the geometry and dynamics of its components, especially in the no access



zones. The mapped components have been geologically identified in the field; they consist of triassic limestones overlapping eocene clays in the main direction of the mass movement. Landslide dimensions' features identify the movement as a rotational deep-seated mass movement. The slope, geological characteristics and the location of the studied landslide in a high rainfall area are considered as the main predisposition and triggering factors.

The irrigation by simple gravity system of affected lands must be considered. Indeed, the continuous water infiltration during the dry period (irrigation period) would be probably one of the causes of the triggering.

### References

- ABHL (Agence du bassin hydraulique de Loukkos). (2012). *Projet du plan directeur intégré des ressources en eau des bassins de Loukkos, du tangérois et côtiers méditerranéens, Rapport final*, 184.
- Avenard J.M. 1965. *L'érosion actuelle dans le bassin de Sebou*, INRA-Rabat. 114p.
- Azzouz O., El Fellah B. et Chalouan A. (2002). *Processus de glissement dans le Massif de Bokoya (Rif interne, Maroc): exemple de Cala Bonita*. Bulletin de l'Institut scientifique, Rabat, section Sciences de la Terre, 24, 33-40.
- Chalouan A., Michard A., El Kadiri K., Negro F., Frizon de La-motte D., Soto J.-I., Saddiqi O. (2008). *The Rif Belt*. In Michard A., Saddiqi O., Chalouan A., Frizon de Lamotte D. (Eds.) *Continental Evolution: The Geology of Morocco Structure, Stratigraphy, and Tectonics of the Africa-Atlantic-Mediterranean Triple Junction*. Series: *Lecture Notes in Earth Sciences* 116, XVIII, 203-302.
- Cherkaoui T.-E. & El Hassani A. (2012). *Seismicity and Seismic Hazard in Morocco: 1901-2010*. Bulletin de l'Institut Scientifique, Rabat, section Sciences de la Terre, n° 34, p. 45-55.
- El Fellah B., Azzouz O., Assebriy L., (1996). *Sikha Asfalou; exemple de glissement de terrain littoral sur la côte méditerranéenne des Bokoya entre Torrès et Badis, Rif, Maroc*. ORSTOM, réseau érosion, bull. n° 16.222-230
- El Khattabi J., Carlier E. (2004). *Tectonic and hydrodynamic control of landslides in the northern area of the Central Rif, Morocco*. *Engineering Geology*, 71, 255-264.
- Faleh A., Sadiki A., Haloui B. (2002). *Application des analyses minéralogiques et géotechniques des argiles dans l'étude des glissements de terrains: exemples du Préfif central (Maroc septentrional)*. *Papeles de Geografia*, vol. 35, 115-128.
- Fares A. (1994). *Essai méthodologique de la cartographie des risques naturels liés aux mouvements de terrain. Application à l'aménagement de la ville de Taounate (Rif, Maroc)*. in Thèse de doctorat, université de Franche Comté, 177 p.
- Fonseca A.F. de P.S.C. (2014). *Large deep-seated landslides in the northern Rif Mountains (Northern Morocco): inventory and analysis*. dans these de doctorat. Lisboa.
- Jenks G.F. (1967). *The data model concept in statistical mapping*. *International Yearbook of Cartography*, 7: 186-190.
- Mansour M. (1998). *Geodynamic processes and cartography of ground movements in the area of Chefchaouen (District of Bouhalla-Amtrass). Application to the stabilization of main road Nb: 39. Western Rif, Morocco*. in Thèse de doctorat, université Paris-Diderot (Paris 7), 192 p.
- Margaa K. (1994). *Essai de cartographie des risques naturels: application de l'aménagement de la région d'Al-Hoceima (Rif, Nord-Maroc)*, Thèse. Univ. Sci. Tech. Franche Comté, 174 p.
- Mastere M. (2011). *La susceptibilité aux mouvements de terrain dans la province de Chefchaouen (Rif central, Maroc): analyse spatiale, modélisation probabiliste multi-échelle et impact sur l'aménagement et l'urbanisme*. Thèse université de Bretagne Occidentale, 316 p.
- Maurer G. (1968). *Les montagnes du Rif central. Étude géomorphologique*. Thèse, Paris, 499 p.
- Michard A., Chalouan A., Feinberg H., Goffe B., Montigny R. (2002). *How does the Alpine belt end between Spain and Morocco?* *Bull. Soc. Geol. Fr.* 173: 3-15.
- Millies-Lacroix C.A. (1968). *Les glissements de terrain. Présentation d'une carte prévisionnelle des mouvements de masse dans le Rif (Maroc septentrional)*. *Mines et Géologie*, 27, 45-55.
- Rouai M., Jaaidi E.B. (2003). *Scaling properties of landslides in the Rif Mountains of Morocco*. *Engineering Geology*, 68, 353-359.



## Assessment and analysis of the freeze-thaw erosion sensitivity in Tibet, China

J. Fan, C. An

*Institute of Mountain Hazards and Environment, Chinese Academy of Sciences,  
Chengdu, China, fjrong@imde.ac.cn*

Freeze-thaw erosion is one of the main types of soil erosion in Tibet. Large amounts of loose material produced by freeze-thaw erosion provide material basis for debris flow disasters in high mountains. Five indexes are chosen to assess freeze-thaw erosion sensitivity. They are annual range of temperature, annual precipitation, slope gradient, slope aspect and vegetation coverage. The spatial distribution of annual precipitation is obtained using TRMM precipitation data, and vegetation coverage was calculated by MODIS NDVI data. The intensity and spatial distribution characteristics of freeze-thaw erosion in Tibet were analyzed through freeze-thaw erosion sensitivity evaluation. The results show the distribution of freeze-thaw erosion is very extensive in Tibet, with the freeze-thaw erosion area of  $79.40 \times 10^4 \text{ km}^2$ , accounting for 66.00% of the total area of the Tibet. Freeze-thaw erosion sensitive area is  $69.83 \times 10^4 \text{ km}^2$ , among which moderate and more sensitive area is  $61.64 \times 10^4 \text{ km}^2$ , accounting for 77.63% of the total freeze-thaw erosion area in Tibet. The regional differentiation of freeze-thaw erosion sensitivity is obvious. Different intensities of freeze-thaw erosion sensitivity appear in different regions. Highly sensitive types are mainly distributed in humid and semi-humid high mountain areas, and semi-arid alpine highland areas. Moderately sensitive types are distributed in the alpine arid regions of the plateau.

*freeze-thaw erosion, sensitivity assessment, geographic information system, remote sensing, Tibet*

## Оценка и анализ подверженности территории воздействию термоэрозионных процессов в Тибете, Китай

Ц. Фань, Ч. Ань

*Институт горных опасностей и окружающей среды Китайской Академии наук,  
Чэнду, Китай, fjrong@imde.ac.cn*

Термоэрозия является одним из основных видов эрозии почв в Тибете. Большое количество рыхлого материала, создаваемого термоэрозией при замораживании и оттаивании, обеспечивает материальную основу для стихийных бедствий, связанных с селевыми потоками в высокогорье. Для оценки чувствительности к термоэрозии выбрано пять показателей: годовой диапазон температуры, годовые осадки, уклон, аспект склона и залесенность. Пространственное распределение годовых осадков получается с использованием данных о осадках TRMM, а залесенность рассчитывается по данным MODIS NDVI. Характеристики интенсивности и пространственного распределения термоэрозии в Тибете были проанализированы с помощью оценки чувствительности. Результаты показывают, что развитие термоэрозии в Тибете очень обширно, площадь охвата данным процессом  $79,40 \times 10^4 \text{ км}^2$ , что составляет 66,00% от общей площади Тибета. Территория, чувствительная к термоэрозии, составляет  $69,83 \times 10^4 \text{ км}^2$ , среди которых область умеренной и более сильной чувствительности составляет  $61,64 \times 10^4 \text{ км}^2$ , что составляет 77,63% от общей площади развития термоэрозии в Тибете. Региональная дифференциация подверженности к термоэрозии очевидна. Разные





интенсивности чувствительности к промерзанию и оттаиванию проявляются в разных регионах. Высоко чувствительные типы в основном распределены во влажных и полувлажных высокогорных районах и в полусухих высокогорных районах. Умеренно чувствительные типы распространены в альпийских засушливых районах нагорья.

*термоэрозия, оценка чувствительности, ГИС, дистанционное зондирование, Тибет*

## Introduction

Freeze-thaw erosion is the soil erosion that occurs in slopes, trench walls, riverbeds, canals, etc. in permafrost areas, under the action of freeze-thaw alternation due to the frequency of temperature [Zhang, 2007]. It mostly occurs in high latitudes, high altitudes, and cold regions in the late winter and early spring period [Zhang, 2005]. As one of the main ways of soil erosion, freeze-thaw erosion has caused widespread attention with the deteriorating ecological environment in 21st century. The evaluation of freeze-thaw erosion sensitivity is to evaluate the sensitivity of ecosystems to human activities, identify regions that are prone to freeze-thaw erosion, and provide scientific basis for people's production and life [Wang, 2017]. Based on the study about the sensitivity of freeze-thaw erosion both at home and abroad, and the natural environment of the Tibet, the evaluation indicators and sensitivity grades of major factors affecting freeze-thaw erosion were selected. Then the sensitivities of freeze-thaw erosion in Tibet were evaluated, which can provide scientific basis for formulating soil freeze-thaw erosion control measures.

## Study area

Tibet is located in the southwest of China, belongs to an alpine sub-continent climate. The annual average temperature in the Tibet is 4.2°C, and the average annual precipitation is 593.7 mm which mainly concentrated in summer. The complex and diverse soil and vegetation types, and the alternating wet-dry and freeze-thaw cycles, created conditions for the development of freeze-thaw erosion. The Tibet and its high mountainous regions are the most concentrated and intense regions of freeze-thaw erosion in China [Hui-Xia, 2005]. Therefore, the study of freeze-thaw erosion in the Tibet Autonomous Region has positive effects on the improvement of freeze-thaw erosion theory.

## Extraction of freezing and thawing region

Qiu, et al. believe that the lower boundary of the permafrost in Tibetan Plateau is equivalent to the -2°C to -3°C isotherm of annual average temperature, the 2.5 °C isotherm of annual average temperature is selected as the lower bound of the permafrost. The lower bound of freeze-thaw erosion area in Tibet is 200 meters lower at altitude than the 2.5 °C isotherm of annual average temperature. Therefore, we take the bound that the altitude of 2.5 °C isotherm minus 200 meters as the lower bound of the freeze-thaw erosion zone in Tibet [Qiu, 2000]. The altitude of freeze-thaw erosion lower bound is acquired according to the following formula (1):

$$H = \frac{66.302 - 0.919X_1 - 0.1438X_2 + 2.5}{0.005596} - 200, \quad (1)$$

where  $H$  is the altitude of freeze-thaw erosion lower bound,  $X_1$  is latitude (°) and  $X_2$  is longitude (°).

The freezing and thawing region are extracted as follows: (1) Extract the latitude ( $X_1$ ) layer and longitude ( $X_2$ ) layer using DEM; (2) Calculate the altitude ( $H$ ) the lower bound of freeze-thaw erosion zone, and get the potential freeze-thaw erosion zone; (3) Then remove the glacier area, lake area, and desertification area from the potential freeze-thaw erosion area using land-use type map and obtain the freeze-thaw erosion area.



## Evaluation indexes

### *Selection of evaluation indexes*

There are many factors influencing freeze-thaw erosion, and according to previous studies, freeze-thaw erosion is closely related to climate, topography, hydrology and vegetation [Guo, 2015]. Therefore, annual range of temperature, annual precipitation, slope, slope aspect and vegetation coverage are chosen as the evaluation indexes to assess freeze-thaw erosion sensitivity.

### *Acquisition of evaluation indexes*

#### **(1) Annual range of temperature**

Annual range of temperature is calculated by regression Equation (2) between latitude, longitude, and altitude, which is established by Qiu *et al.* (2000).

$$A = 3.1052 + 1.2418X_1 - 0.2275X_2 - 0.0004133X_3, \quad (2)$$

where A is the annual range of temperature,  $X_1$  is the latitude,  $X_2$  is longitude, and  $X_3$  is the altitude.

#### **(2) Annual precipitation**

Precipitation is an important driving force for the movement of freeze-thaw erosion products, which increased the possibility of freeze-thaw erosion. We obtained the daily precipitation data (year: 2014-2016) by summing the 3-hourly precipitation (unit: mm) retrieved from the TRMM 3B42 product. Then average annual precipitation was calculated by Equation (3)

$$Y = \sum Y_i, \quad (3)$$

where  $n$  is the length of the time series of one year.

#### **(3) Slope and aspect**

Slope affects the amount of freeze-thaw erosion and the magnitude of erosion displacement. Aspect can lead to different types of freeze-thaw erosion. Slope and aspect are extracted by DEM using the slope and aspect tools in ArcGIS. DEM data are obtained from the SRTM (Shuttle Radar Topography Mission), which is 90 meters.

#### **(4) Vegetation coverage**

Vegetation can reduce the damage of freeze-thaw erosion on the surface and soil, and decrease the temperature difference of the ground, thus reducing the degree of freeze-thaw erosion. Based on the maximum value of MODIS NDVI in summer in the past three years, combined with the vegetation type map, the vegetation coverages of different vegetation types were obtained by using the pixel dichotomy model.

$$f_g = \frac{NDVI - NDVI_{soil}}{NDVI_{veg} - NDVI_{soil}}, \quad (4)$$

where  $f_g$  is the vegetation coverage,  $NDVI_{soil}$  and  $NDVI_{veg}$  are  $NDVI$  values of full vegetation pixels and full soil coverage pixels.

## Evaluation System

The comprehensive evaluation of freeze-thaw erosion is a synthesis of multiple factors affecting this complex process of freeze-thaw erosion, and is to make it a single index form [Xie, 2017].



### Grading criteria of evaluation index

According to the specific distribution of each index value in the freeze-thaw erosion area of Tibet, and to previous studies, the sensitivity levels of various factors affecting freeze-thaw erosion are determined.

Table 1. Grading criteria of evaluation index

Evaluation index	Sensitivity				
	Insensitive	Mild	Moderate	High	Extremely high
Annual range of temperature (°C)	≤18	18-20	20-22	22-24	>24
Annual precipitation (mm)	≤100	100-200	200-300	300-400	>400
Slope (°)	0-3	3-8	8-15	15-25	>25
Aspect (°)	0-45, 315-360	45-90, 270-315	90-135	225-270	135-225
Vegetation coverage (%)	≥80	60-80	40-60	20-40	<20
Grading assignment	1	3	5	7	9

### Evaluation method

Evaluation indexes that affect freeze-thaw erosion are integrated to obtain a comprehensive evaluation index for sensitivity assessment of freeze-thaw erosion [Wang, 2004 #3]. The comprehensive evaluation index can be calculated by using formula (5).

$$s = \sqrt[n]{\prod_{i=1}^n C_i}, \quad (5)$$

where  $S$  is the comprehensive evaluation index,  $C_i$  is the grading assignment of index  $I$ ,  $n$  is the number of indexes.

Based on field surveys and previous studies, the sensitivity of freeze-thaw erosion in the study area is divided into five grades (Table 2).

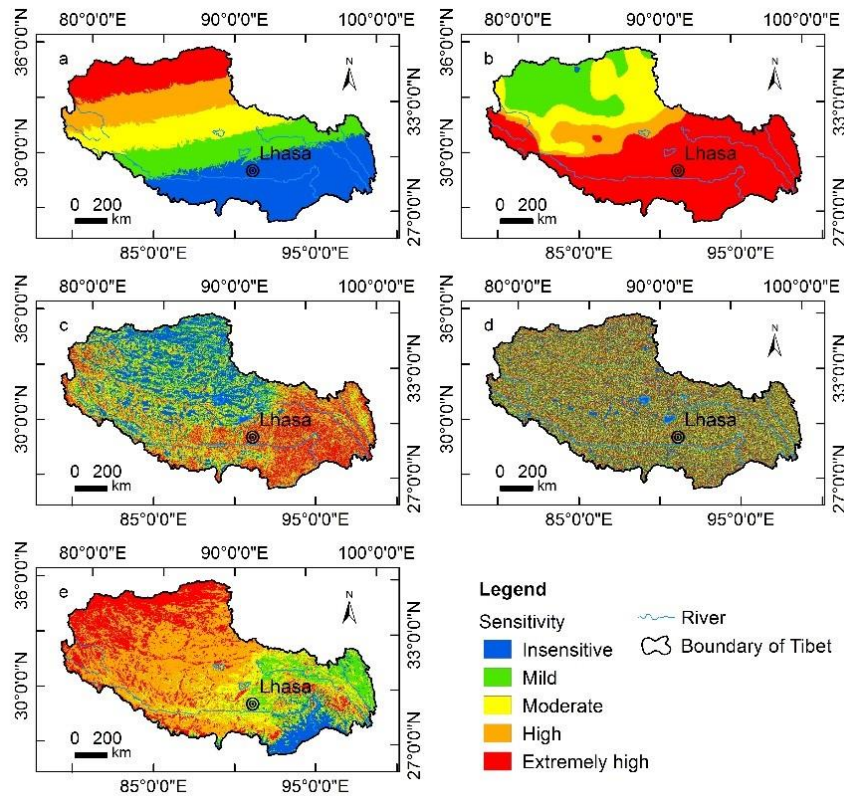


Fig. 1. Spatial distributions of freeze-thaw erosion sensitivity indexes in Tibet: annual range of temperature (a), annual precipitation (b), slope (c), slope aspect (d) and vegetation coverage (e)

Table 2. Grades about sensitivity of freeze-thaw erosion

	Sensitivity				
	Insensitive	Mild	Moderate	High	Extremely high
Evaluation of estimate (S)	<2	2-3.5	3.5-5.5	5.5-7.5	≥7.5

### Results

The distribution of freeze-thaw erosion is very extensive in Tibet (Table 1), with the freeze-thaw erosion area of  $79.4 \times 10^4 \text{ km}^2$ , accounting for 66.00% of the total area, indicating that freeze-thaw erosion is one of the main types of soil erosion. Freeze-thaw erosion sensitive area is  $69.83 \times 10^4 \text{ km}^2$ , among which moderate and more sensitive area is  $61.64 \times 10^4 \text{ km}^2$ , accounting for 77.63% of the total freeze-thaw erosion area in Tibet.

There is a significant difference in the spatial distribution of freeze-thaw erosion sensitivity in the Tibet. The sensitivity map (Fig. 2) shows that the sensitivity of freeze-thaw erosion in the high-altitude areas in the south is higher than that in the high latitudes in the north. Highly sensitive areas and extremely highly sensitive areas are mainly distributed in the southwest region. Some areas in the southeast are insensitive and mild sensitive as situated in the mountain canyons.

Table 3. Statistics about sensitivity of freeze-thaw erosion.

Sensitivity	Area ( $10^4 \text{ km}^2$ )	A (%)	B (%)
Insensitive	9.56	12.05	7.95
Mild	8.19	10.32	6.81
Moderate	42.29	53.27	35.16



High	18.74	23.60	15.57
Extremely high	0.61	0.77	0.51
Total of freeze-thaw zone	79.40	100.00	66.00
Non-freeze-thaw zone	40.90		34.00
Total	120.30		100.00

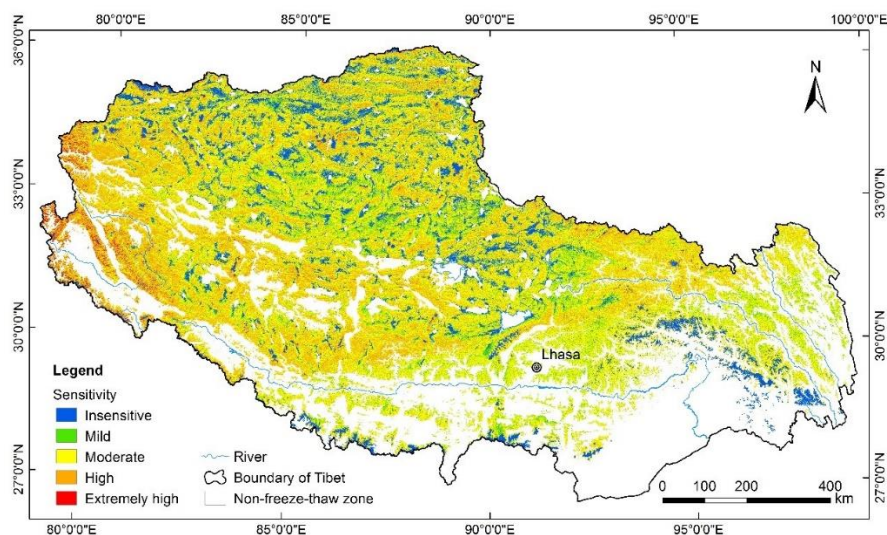


Fig. 2. Sensitivity of freeze-thaw erosion

## Conclusions

According to the analysis, the conclusions are as followed:

- (1) Freeze-thaw erosion is one of the main type of soil erosion in Tibet, and the distribution of freeze-thaw erosion is very extensive.
- (2) The regional differentiation of freeze-thaw erosion sensitivity is obvious.

## References

- Guo B. et al. (2015). An estimation method of soil freeze-thaw erosion in the Qinghai-Tibet Plateau. *Natural Hazards*, 78: 1843-1857.
- Hui-Xia L.I., Liu S.Z., Zhong X.H. (2005). GIS-Based Sensitivity Evaluation on Freeze-Thaw Erosion in Tibet. *Soil & Water Conservation in China*, 07: 44-46, 51. (in Chinese)
- Qiu G., Zhou Y., Cheng G. et al. (2000). *Geocryology in China*. Beijing: Science Press, 15-20, 115
- Wang L., Xiao Y., Jiang L., Ouyang Z. (2017). Assessment and analysis of the freeze-thaw erosion sensitivity on the Tibetan Plateau. *Journal of Glaciology & Geocryology*, 39 (01): 67-75. (in Chinese)
- Wang X., Zhong X., Fan J. (2014). Assessment and spatial distribution of sensitivity of soil erosion in Tibet. *Journal of Geographical Sciences*, 14: 41-46. (in Chinese)
- Xie S., Qu J., Xu X., Pang Y. (2017). Interactions between freeze-thaw actions, wind erosion desertification, and permafrost in the Qinghai-Tibet Plateau. *Natural Hazards*, 85: 829-850.
- Zhang et al. (2005). The classification and assessment of freeze-thaw erosion in Tibet. *Journal of Geographical Sciences*, 10: 635-640. (in Chinese)
- Zhang J., Liu S., Yang S. (2007). The classification and assessment of freeze-thaw erosion in Tibet. *Journal of Geographical Sciences*, 17: 165-174. (in Chinese)



## Impact forces of torrential floods on exposed buildings

**S. Fuchs<sup>1</sup>, M. Sturm<sup>2</sup>, F. Keller<sup>2</sup>, B. Mazzorana<sup>3</sup>, M. Papathoma-Köhle<sup>1</sup>,  
M. Aufleger<sup>2</sup>, B. Gems<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>*Institute of Mountain Risk Engineering, University of Natural Resources and Life Sciences, Vienna, Austria, sven.fuchs@boku.ac.at*

<sup>2</sup>*Unit of Hydraulic Engineering, University of Innsbruck, Innsbruck, Austria*

<sup>3</sup>*Institute of Earth Sciences, Universidad Austral de Chile, Independencia 631, Valdivia, Región de los Ríos, Chile*

Losses resulting from torrential processes are considerably high in mountain regions of Europe, in particular with respect to settlements located on torrential fans. Channel outbursts resulted in damage to exposed buildings repeatedly in the past which is conventionally expressed by vulnerability functions such as stage-damage functions. These functions provide a link between process magnitude and degree of loss, but have been so far established using empirical data from past events. Consequently, physical forces triggering damage remained unveiled, and only little is known on damage-generating flow velocities and pressures. To overcome this gap, we set up an experimental design on a 1:30 scale, including three buildings equipped with measurement devices on wall elements in order to detect triaxial impact forces, flow velocities and incidental flow heights. Specific hazard scenarios under clear-water conditions and with continuous bed-load supply were simulated, using variable grain size distributions. Results showed additional shadowing effects of surrounding buildings and significant influences of openings in the buildings envelope such as doors and windows. The study provides highly-valuable and physics-based information on the impacts of torrential hazards in mountain streams, and may be further used for calibration of conventional vulnerability functions but also for further development of existing vulnerability indices.

*torrential hazards, vulnerability, exposure, impact, laboratory experiments*

## Силы воздействия селевых потоков на здания

**С. Фукс<sup>1</sup>, М. Штурм<sup>2</sup>, Ф. Келлер<sup>2</sup>, Б. Маццорана<sup>3</sup>, М. Папатхома-Кёле<sup>1</sup>,  
М. Ауфлегер<sup>2</sup>, Б. Гемс<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>*Институт инженерии горных рисков, Университет природных ресурсов и наук о жизни, Вена, Австрия, sven.fuchs@boku.ac.at*

<sup>2</sup>*Группа гидравлического инжиниринга, Инсбрукский университет, Инсбрук, Австрия*

<sup>3</sup>*Институт наук о Земле, Университет Аустраль де Чили, Вальдивия, Чили*

Убытки, вызванные селевыми процессами, высоки в горных регионах Европы. Особенно это касается поселений, расположенных на конусах выноса селей. Прорывы каналов в прошлом неоднократно приводили к повреждению подвергшихся воздействию зданий, которые условно выражаются функциями уязвимости, такими как стадии повреждения. Эти функции обеспечивают связь между величиной процесса и степенью потери, но до сих пор были установлены с использованием эмпирических данных прошлых событий. Следовательно, физические силы, вызывающие повреждение, оставались слабо изученными, и мало известно о скоростях и давлениях, создающих ущерб. Чтобы преодолеть этот пробел, мы создали экспериментальный проект в масштабе 1:30. В частности, были



подготовлены три здания, оборудованные измерительными устройствами на элементах стен, для обнаружения трехосных ударных сил, скоростей потока и высот потока. Моделирование конкретных сценариев опасности в условиях чистой воды и с непрерывной подпиткой при загрузке с использованием переменных распределений размеров зерна. Результаты показали дополнительные эффекты затенения окружающих зданий и значительное влияние отверстий в оболочке зданий, таких как двери и окна. Исследование обеспечивает высокоценную и основанную на физических параметрах информацию о воздействии вихревых угроз в селевых потоках и может быть дополнительно использована для калибровки обычных функций уязвимости, а также для дальнейшего развития существующих индексов уязвимости.

*селевая опасность, уязвимость, воздействие, лабораторные эксперименты*

## Introduction

Even though considerable efforts undertaken for the protection of settlements exposed to torrential hazards, significant losses have been recorded during the last decades in European mountain regions [e.g., Fuchs et al., 2015; Fuchs et al., 2017a; Hilker et al., 2009]. Flood discharge and sediment transport triggered by heavy rainfall and snow melt repeatedly leads to channel outburst and, consequently, to substantial damage to buildings [Mazzorana et al., 2014] and infrastructure [Eidsvig et al., 2017]. Due to climate change effects magnitude and frequency of such hazards is expected to increase [Keiler et al., 2010]. These changes together with socio economic changes will result in significant changes in the spatial pattern of exposure and risk on alluvial fans and in the valley floors [Fuchs et al., 2017b; Röthlisberger et al., 2017]. Recent research efforts on structural vulnerability of buildings were based on empirical relationships linking the degree of loss of individual buildings to the impact forces of torrential hazards [e.g., Papathoma-Köhle et al., 2012a; Papathoma-Köhle et al., 2017; Totschnig and Fuchs, 2013; Totschnig et al., 2011]. Resulting empirical vulnerability functions allow for the estimation of expected direct loss as a result of the hazard impact, based on a spatially explicit representation of process magnitudes and elements at risk. However, due to limitations of the available empirical data, information on the structural characteristics of affected buildings (e.g., material, design, etc.) are often not available [Fuchs et al., 2007], which reduces the predictive power of such vulnerability functions [Papathoma-Köhle et al., 2011]. To close this gap, process-structure interactions in an experimental setup may be considered as an alternative approach since real-scale data are so far hardly available.

Although the impact forces of torrential hazards are the relevant trigger for building damage, their measurement and computation still remain challenging [Mazzorana et al., 2014]. Therefore, proxy data such as the approaching flow heights or flow velocities were mainly used to assess the potential vulnerability of exposed buildings [Papathoma-Köhle et al., 2017]. To overcome these challenges, Quan Luna et al. [2011] were using numerical back-calculation for flow heights and impact pressure. Fuchs et al. [2015] suggest that the impact forces of fluvial sediment transport with sediment concentrations less than 20% and, compared to debris flows, longer durations are very much different than debris flow impacts although this has not been statistically proven. In contrast, research on the impacts of clear water is more advanced, even though the model set-up to determine the impact forces has been kept rather simple [Armanini et al., 2011; Mignot and Riviere, 2010; Riviere et al., 2017]. Further studies report equations to quantify the impact of sediment transport processes, and in particular debris flow hazards [Scheidl et al., 2013]. However, such approaches fail to provide highly accurate and precise results with respect to the complex three-dimensional flow behaviour of sediment transport observed [Gems et al., 2016]. Hence, there is an apparent need to study process-structure interactions for torrential hazards in an experimental setup using physical scale models since real-scale data are not available. Our study contributes to close this gap, which will allow to improve the design of buildings in hazard areas [Holub et al., 2012], to support efforts for the

assessment of physical vulnerability, and to highlight the need of local adaptation measures [Holub and Fuchs, 2008]. Furthermore, the results of our study may be used to validate and improve existing empirical vulnerability functions for torrential hazards.

### Methods

A physical scale model was set up, representing the Schnannerbach torrential fan located in western Austria in the Eastern European Alps. The torrent channel is characterized by a sequence of artificial steps and pools and a mean gradient of about 13 %. The fan includes major part of the village of Schnann, and recent flood events in 1999, 2002 and 2005 relocated large amounts of sediment from the headwaters (6.3 km<sup>2</sup>) to the confluence with the receiving water [Rosanna river, Rudolf-Miklau et al., 2006]. Especially the well-documented flood event from August 2005 led to substantial damages in the village, with a reported loss of € 403,000 [Totschnig et al., 2011]. This event was used as a model proxy since valuable data and information on the process characteristics were available [Kammerlander et al., 2016].

Our study focused on the impacts on three specific buildings in the case study area (Fig. 1). The scaled construction of the buildings was based on quasi-natural conditions achieved using photogrammetry. They were equipped with 16 force sensors to record three-axial pressure forces with a high temporal resolution of 200 Hz on every equipped wall element and appropriate measurement amplifiers (both manufactured by ME-measuring systems) on the torrent-facing wall elements (Fig. 2). Measuring voltages induced by the approaching loads were converted to forces by means of a calibrated relation of the values. The impact force devices were attached to a rigid framework inside the building and were insensitive to eccentric load applications. The wall elements were freely movable in order to avoid mutual interaction and the transmission of the impact forces to the bottom of the scale model. The gaps between the wall elements themselves and the bottom were masked with thin plastic films to avoid sediment getting stuck in these gaps and potentially distorting the measured impact forces. The remaining buildings of the settlement were not equipped with measurement devices but were considered as surrounding buildings, which potentially influence the process and impact patterns at the three equipped buildings. Surrounding buildings were constructed as rigid blocks without any openings.

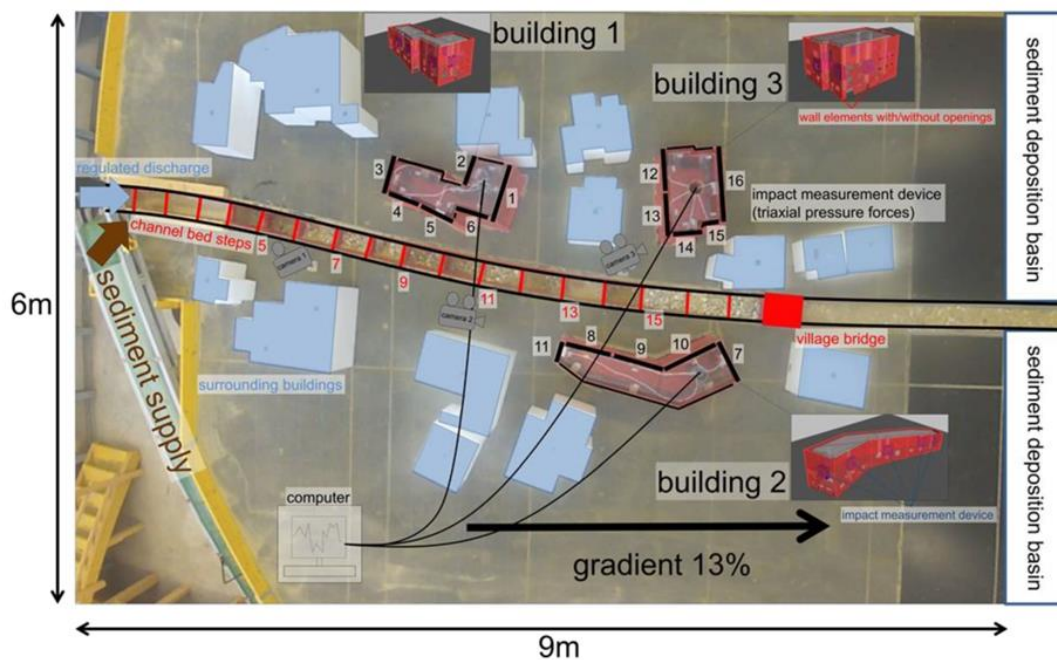


Fig. 1. Overview on the components of the Schnannerbach scale model. Source: *Sturm et al.* [in press-a]



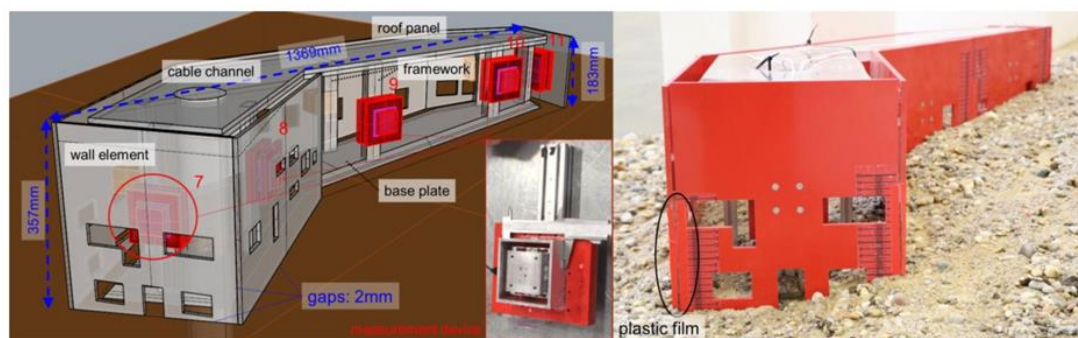


Fig. 2. 3D-model of building #2 with main components (left) and picture of building #2 after an experiment with deposited sediments (right); model dimensions. Source: *Sturm et al.* [in press-a]

For determining the impacts of sediment transport processes on the buildings the sediment was supplied continuously with a conveyor belt to the channel at the upper model boundary. Two grain size distributions were used for the supply of sediments. They consisted of different grain classes of quartz gravel and sand each, and were strongly related to the field samples at different locations in the Schnannerbach torrent. In order to avoid suspended load transport behaviour and cohesion effects in the experiments, the minimum grain size in the experiments was set to 0.5 mm (0.015 m in prototype dimensions). The bed of the model channel was filled with bed-load, and to take the roughness of the stonewalled channel into account, a structure was carved into the wall element surfaces according to the joints of the stone layers. To represent the average roughness of the overland flow areas properly, the terrain outside of the channel was uniformly covered with 0.5 mm diameter sands (0.015 m in prototype dimensions).

Flow velocities of the water surface were measured with PIV methods [*Thieleke and Stamhuis, 2014*]. Therefore, swimming tracers were added flatly to the water and flow paths were detected using cameras from top view. Defining time steps between the individual video frames and measuring distances on the water surface allowed us for an estimation of the surface flow velocities. The impacting flow heights at the wall elements as well as the deposition heights around the buildings were measured for all experiments by use of water gauges printed on the wall elements. One camera was recording the experiments from top view and three cameras, each focusing on one of the three equipped buildings, supported the documentation of the experiments.

The experimental program included clear water experiments and experiments with continuous sediment supply. While clear water discharges in the torrent channel did neither exceed channel capacity, nor reach the volume of the 1-in-150-year design flood [ $30 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  in nature according to *Rudolf-Miklau et al. 2006*], specific overtopping points in the channel were defined and equipped with mobile closure devices. These different overtopping points lead to a considerable variety of impacts on the buildings relating to spatial dispersal and variable impact angles on the wall elements.

To analyse the system under sediment-laden conditions in accordance with the observed flood events characterised by overtopping of the channel due to regressive deposition, different scenarios were studied. For those experiments, the assumed initial condition was a blockage of the channel cross section at the village bridge (Fig. 1). Through the regressive deposition, all buildings were affected by the hazard process during each of the scenarios. A total of 120 clear water experiments and 20 sediment experiments was conducted with different discharges, different grain size distributions and sediment loads. Almost steady-state discharge was set for all experiments. Minor changes in the transport capacity of the channel due to the observed sediment depositions and corresponding dynamics in the flow behaviour led to necessary, small adjustments of the discharge during the sediment experiments. Although clear water conditions showed a steady-state condition at every spot within the model for each of the experiments, sediment transport and deposition processes led to temporarily variable conditions in the torrent



channel and on the torrential fan, despite the steady-state conditions at the upstream model boundary [Gems *et al.*, 2014].

To determine the influence of discharge passing through the interior of the buildings, openings in the building envelopes were considered in specific experimental scenarios. Comparison of hazard scenarios with and without the influence of surrounding buildings on the impact forces enabled the quantification of the influences of the settlement structure on the impact forces.

## Results and Discussion

The results from the scaled model are presented in real-scale dimensions. In order to provide comparable and transferable modelling results the measured forces on wall elements with different widths are converted to a normal wall element with the width of 1 m. The presented results in this paper focus on the specific normal forces, although three-dimensional forces were measured. The measured shear forces on the wall elements were significantly lower than the normal forces and were thus not relevant for possible damages.

### Clear water experiments

Clear water modelling results for one specific experimental model layout are shown in Fig. 3 in terms of mean values and standard deviations using boxplots [Sturm *et al.*, *in press-a; b*]. The spatial pattern of flow velocities on the approached walls was clearly demonstrated; and the three shown velocity patterns prove increasing flow velocities with increasing discharges, leading to increasing impact forces on the exposed wall elements. As a result of the directly approaching discharge, walls #3 and 11 (building # 1 and 2, respectively, cf. Fig. 1) showed the highest impacts. Despite walls #12 and 13, all other elements were only marginally affected during this specific experiment. In general, our 120 experiments with clear water discharge clearly showed that parameters such as flow velocities and flow heights, but also approaching flow angles and shadowing effects between buildings (as shown in Fig. 3 for building #3) affect the impact forces on the exposed buildings, and in particular flow heights were in good accordance with the impact forces, as given in Fig. 4 for the entire set of experiments. The resulting regression is given in Equation (1), where  $f$  is the specific normal force in  $\text{kN m}^{-1}$ , and  $h$  is the approaching flow height in m.

$$f = 1.01145 \cdot h + 3.35613 \cdot h^2 \quad (1)$$

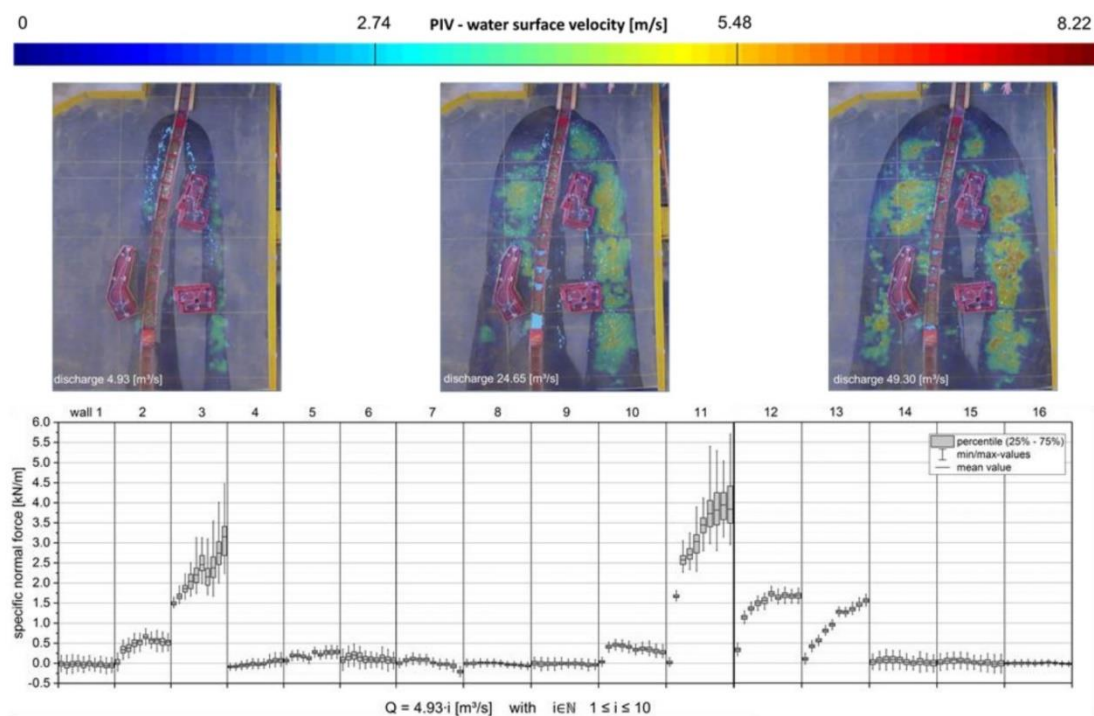


Fig. 3. Specific normal forces and water surface velocities for one specific model layout (without surrounding buildings; without openings in the wall elements); wall elements and channel bed steps according Fig. 1; prototype dimensions. Source: *Sturm et al.* [in press-a].

### Experiments with sediment transport

The 20 experiments with sediment supply to the flume showed no significantly different deposition behavior on the fan if discharge, sediment concentration or grain sizes were varied. Instead, the impact on the building envelope was mainly triggered by already existing sediment depositions on the fan, leading to different flow paths on the floodplain and, consequently, to different impact forces [*Sturm et al., in press-a; b*]. In particular because of the regressive deposition observed in the channel, channel outburst was spatially highly variable and impacts on the different wall elements showed a higher variation than during clear water experiments. Moreover, the intrusion of material through the building openings led to an additional impact on the wall elements, but from the inner side of the buildings. The experiments also revealed that the highest impact forces were not necessarily during the timestep when a wall was first hit by the sediment-water mixture, but during the subsequent timesteps when material was already starting to be deposited at the building envelope. Moreover, when material deposits in the channel or on the floodplain directed the flow towards a wall element, the measured forces increased due to the resulting higher specific discharge. The results of the experiments with sediment supply are summarized in Fig. 5.

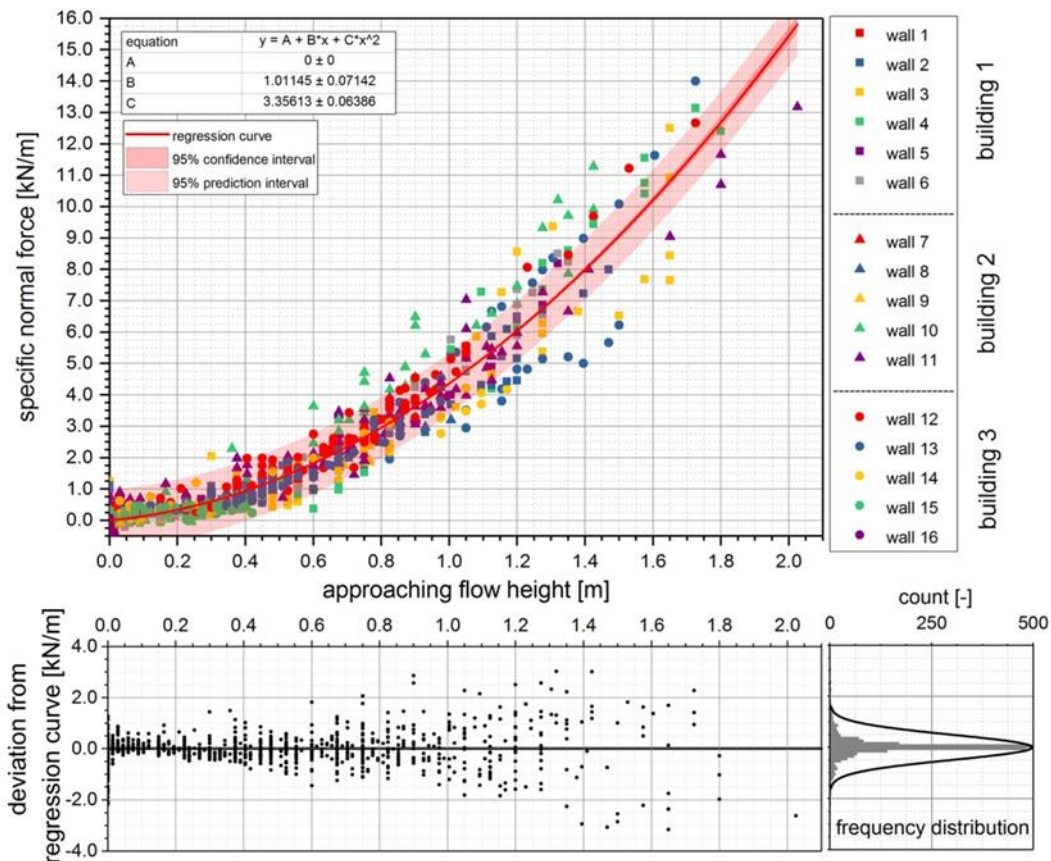


Fig. 4. Correlation of approaching flow heights and specific normal forces for all clear water experiments; prototype dimensions. Source: *Sturm et al.* [in press-a]

Because of the higher variation in comparison to the clear water experiments, the overall spread in the data is higher, resulting in a considerably spread confidence interval. The resulting regression is given in Equation (2), where  $f$  is the specific normal force in  $\text{kN m}^{-1}$ , and  $h$  is the approaching flow height in m.

$$f = 4.47492 \cdot h + 2.29447 \cdot h^2 \quad (2)$$

### Discussion

In mountain hazard risk management, the assessment of the structural vulnerability of buildings exposed to torrential flooding is an important and challenging task. While in recent years, multiple approaches using empirical vulnerability functions [*e.g.*, *Papathoma-Köhle et al., 2012b; Totschnig and Fuchs, 2013; Totschnig et al., 2011*], matrices [*e.g.*, *Hu et al., 2012; Zanchetta et al., 2004*] and indicators [*e.g.*, *Ettinger et al., 2016; Papathoma-Köhle, 2016*] has been published and discussed as appropriate method to increase the overall explanatory power of risk assessments, the still missing information on the interaction between elements at risk and the hazard process has been widely debated yet not sufficiently enough studied in order to provide necessary information to be used in operational hazard and risk mitigation [*Mazzorana et al., 2014; Papathoma-Köhle et al., 2017*].

The conducted scaled experiments in the Schnannerbach model provided insights in these interactions. The experiments clearly showed how impact forces during torrential flood events develop, as well as the interaction between elements at risk located on the fan and the impact forces on adjacent buildings. As shown in Fig. 5 by the blue line, impacting forces of the water-sediment-mixture are higher than those of the clear water experiments, especially at higher approaching flow heights. The fluctuation of the forces and the maximum impact forces are much higher during sediment loaded discharges. Moreover, a clear relation between

approaching flow heights and specific impact pressures was measured both, for clear water and sediment discharge. This can be used to assess the accuracy of existing empirical equations using flow height as one of the input parameters in vulnerability assessment.

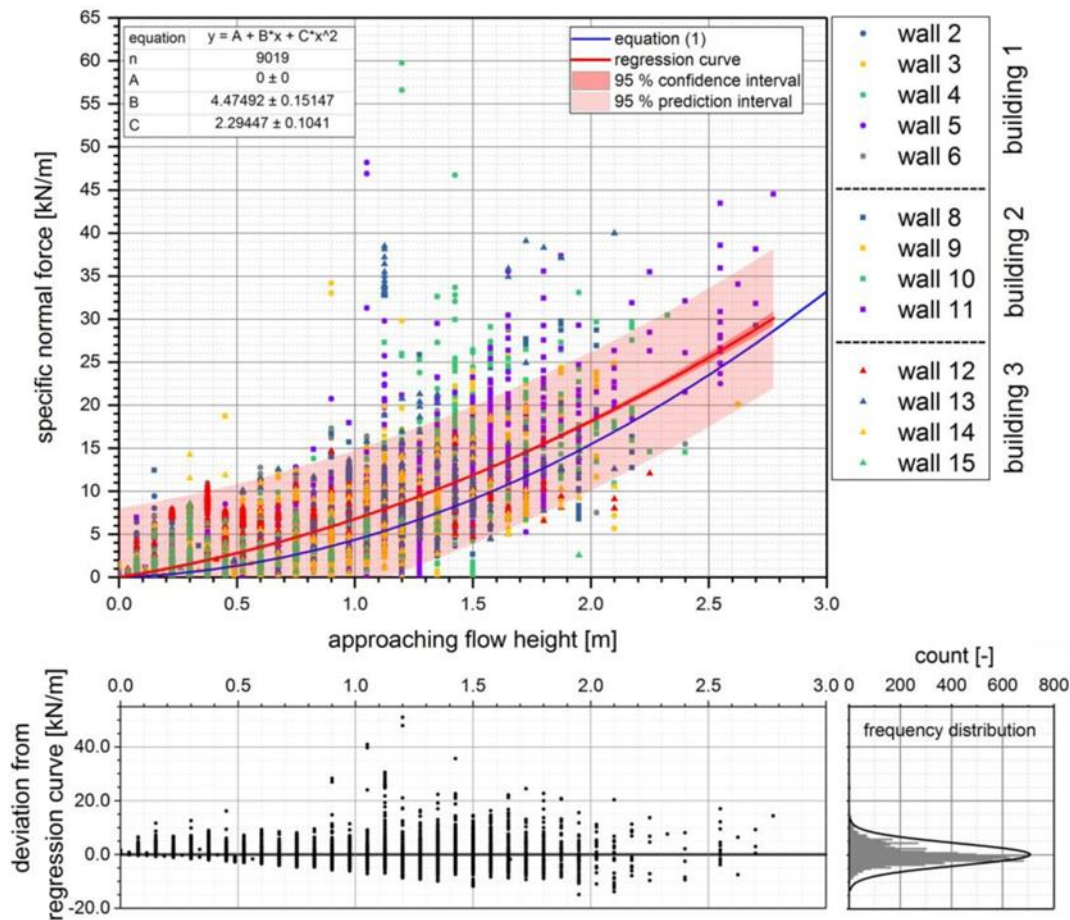


Fig. 5. Correlation of approaching flow heights and specific normal forces for all experiments with sediment supply; prototype dimensions. Please note that approaching flow height is defined as the sum of deposition height and the height of the overflowing liquid-solid mixture. Source: *Sturm et al.* [in press-a]

Main limitations for a wider applicability of the results are related to the scaling of the model and a corresponding limitation of possible gain size distributions, even if the model was calibrated using the August 2005 flood event [*Gems et al., 2014*].

Nevertheless, the study is one of the few studies in the literature using laboratory experiments and scale models to investigate the interaction between buildings and torrential hazards, and is therefore of vital importance for vulnerability research. Apart from the validation of empirical vulnerability models outlined above, the results may support the ongoing efforts in the development of vulnerability indicators to be used in mountain hazard risk management [*Papathoma-Köhle et al., 2017*]. Moreover, the approach can be adopted in building retrofitting and land use planning in order to arrive at more resilient mountain societies, one of the goals specified in the Sendai Framework for Disaster Risk Reduction [*Zimmermann and Keiler, 2015*].

The proposed model can be further developed in order to approach further gaps recently identified in mountain hazard risk management [*Papathoma-Köhle et al., 2017; Sturm et al., in press-a*], including the role of openings such as doors and windows, exploring the behavior of the overall building under time-varying impact loads, and defining also other types of limit states and the economic implications of structural flood damages [*Milanesi et al., in press*]. In parallel, the method presented feeds into ongoing discussions in socio-hydrology, in particular



with respect to the socio-economic impacts of hydrological hazards and their consideration in risk assessment [Di Baldassarre *et al.*, 2015; Fuchs *et al.*, 2017c].

### Acknowledgements

This project received funding from the Austrian Science Fund (FWF): P 27400 and V 519-N29.

### References

- Armanini A., Larcher M., Odorizzi M. (2011). Dynamic impact of a debris flow against a vertical wall, *Italian Journal of Engineering Geology and Environment*, 11: 1041-1049.
- Di Baldassarre G., Viglione A., Carr G., Kuil L., Yan K., Brandimarte L., Blöschl G. (2015). Perspectives on socio-hydrology: Capturing feedbacks between physical and social processes, *Water Resources Research*, 51: 4770-4781.
- Eidsvig U.M.K., Kristensen K., Vangelsten B.V. (2017). Assessing the risk posed by natural hazards to infrastructures, *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 17(3): 481-504.
- Ettinger S. *et al.* (2016). Building vulnerability to hydro-geomorphic hazards: Estimating damage probability from qualitative vulnerability assessment using logistic regression, *Journal of Hydrology*, 541(Part A): 541-563.
- Fuchs S., Heiss K., Hübl J. (2007). Towards an empirical vulnerability function for use in debris flow risk assessment. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 7(5): 495-506.
- Fuchs S., Keiler M., Zischg A. (2015). A spatiotemporal multi-hazard exposure assessment based on property data. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 15(9): 2127-2142.
- Fuchs S., Shnyparkov A., Jomelli V., Kazakov N.A., Sokratov S. (2017a). Editorial to the special issue on natural hazards and risk research in Russia. *Natural Hazards*, 88(Suppl. 1): 1-16.
- Fuchs S., Röthlisberger V., Thaler T., Zischg A., Keiler M. (2017b). Natural hazard management from a coevolutionary perspective: Exposure and policy response in the European Alps. *Annals of the American Association of Geographers*, 107(2): 382-392.
- Fuchs S., Karagiorgos K., Kitikidou K., Maris F., Paparrizos S., Thaler T. (2017c). Flood risk perception and adaptation capacity: a contribution to the socio-hydrology debate. *Hydrology and Earth System Sciences*, 21(6): 3183-3198.
- Gems B., Sturm M., Vogl A., Weber C., Aufleger M. (2014). Analysis of damage causing hazard processes on a torrent fan – scale model tests of the Schnannerbach Torrent channel and its entry to the receiving water, in: *Interpraevent 2014 in the Pacific Rim*, edited by M. Fujita, pp. 170-178, Internationale Forschungsgesellschaft Interpraevent, Nara.
- Gems B., Mazzorana B., Hofer T., Sturm M., Gabl R., Aufleger M. (2016). 3-D hydrodynamic modelling of flood impacts on a building and indoor flooding processes, *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 16(6): 1351-1361.
- Hilker N., Badoux A., Hegg C. (2009). The Swiss flood and landslide damage database 1972-2007. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 9(3): 913-925.
- Holub M., Fuchs S. (2008). Benefits of local structural protection to mitigate torrent-related hazards, in *Risk Analysis VI*, edited by C. Brebbia and E. Beriatos, pp. 401-411, WIT, Southampton.
- Holub M., Suda J., Fuchs S. (2012). Mountain hazards: reducing vulnerability by adapted building design. *Environmental Earth Sciences*, 66(7):1853-1870.
- Hu K.H., Cui P., Zhang J.Q. (2012). Characteristics of damage to buildings by debris flows on 7 August 2010 in Zhouqu, Western China. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 12(7): 2209-2217.
- Kammerlander J., Gems B., Sturm M., Aufleger M. (2016). Analysis of flood related processes at confluences of steep tributary channels and their receiving streams – 2d numerical modelling application, in *Internationales Symposium Interpraevent*, edited by G. Koboltschnig, pp. 319-326, Internationale Forschungsgesellschaft Interpraevent, Lucerne.
- Keiler M., Knight J., Harrison S. (2010). Climate change and geomorphological hazards in the eastern European Alps. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A*, 368: 2461-2479.
- Mazzorana B., Simoni S., Scherer C., Gems B., Fuchs S., Keiler M. (2014). A physical approach on flood risk vulnerability of buildings, *Hydrology and Earth System Sciences*, 18(9): 3817-3836.
- Mignot E., Riviere N. (2010). Bow-wave-like hydraulic jump and horseshoe vortex around an obstacle in a supercritical open channel flow, *Physics of Fluids*, 22: 117105 (online).
- Milanesi L., Pilotti M., Belleri A., Marini A., Fuchs S. (in press). Vulnerability to torrential floods at the regional scale: a simplified structural model for masonry buildings. *Water Resources Research*.
- Papathoma-Köhle M. (2016). Vulnerability curves vs. vulnerability indicators: application of an indicator-based methodology for debris-flow hazards. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 16(8): 1771-1790.



- Papathoma-Köhle M., Kappes M., Keiler M., Glade T. (2011). Physical vulnerability assessment for alpine hazards: state of the art and future needs. *Natural Hazards*, 58(2): 645-680.
- Papathoma-Köhle M., Keiler M., Totschnig R., Glade T. (2012a). Improvement of vulnerability curves using data from extreme events: debris flow event in South Tyrol, *Natural Hazards*, 64(3): 2083-2105.
- Papathoma-Köhle M., Totschnig R., Keiler M., Glade T. (2012b). A new vulnerability function for debris flow – the importance of physical vulnerability assessment in alpine areas. In *Internationales Symposium Interpraevent*, edited by G. Koboltschnig, J. Hübl and J. Braun, pp. 1033-1043, Internationale Forschungsgesellschaft Interpraevent, Genoble.
- Papathoma-Köhle M., Gems B., Sturm M., Fuchs S. (2017). Matrices, curves and indicators: a review of approaches to assess physical vulnerability to debris flows. *Earth-Science Reviews*, 171: 272-288.
- Quan Luna B., Blahut J., van Westen C., Sterlacchini S., van Asch T., Akbas S. (2011). The application of numerical debris flow modelling for the generation of physical vulnerability curves. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 11(7): 2047-2060.
- Riviere N., Vouaillat G., Launay G., Mignot E. (2017). Emerging obstacles in supercritical open-channel flows: Detached Hydraulic Jump versus Wall-Jet-Like Bow Wave, *Journal of Hydraulic Engineering*, 143(7):04017011 (online).
- Röthlisberger V., Zischg A., Keiler M. (2017). Identifying spatial clusters of flood exposure to support decision making in risk management. *Science of the Total Environment*, 598:593-603.
- Rudolf-Miklau F. et al. (2006). Documentation of the disasters of August 2005 in Austria caused by floods and slope movements: methods and results, in *Internationales Symposium Interpraevent*, edited by H. Marui et al., pp. 627-637, Universal Academy Press, Tokyo.
- Scheidl C., Chiari M., Kaitna R., Müllegger M., Krawtschuk A., Zimmermann T., Proske D. (2013). Analysing debris-flow impact models, based on a small-scale modelling approach. *Surveys in Geophysics*, 34(1): 121-140.
- Sturm M., Gems B., Keller F., Mazzorana B., Fuchs S., Papathoma-Köhle M., Aufleger M. (in press-a). Experimental analyses of impact forces on buildings exposed to fluvial hazards. *Journal of Hydrology*.
- Sturm M., Gems B., Keller F., Mazzorana B., Fuchs S., Papathoma-Köhle M., Aufleger M. (in press-b). Understanding the dynamics of impacts at buildings caused by fluvial sediment transport processes. *Geomorphology*.
- Thieleke W., Stamhuis E.J. (2014). PIVlab - Towards user-friendly, affordable and accurate digital particle image velocimetry in MATLAB, *Journal of Open Research Software*, 2(1): e30 (online).
- Totschnig R., Fuchs S. (2013). Mountain torrents: quantifying vulnerability and assessing uncertainties. *Engineering Geology*, 155: 31-44.
- Totschnig R., Sedlacek W., Fuchs S. (2011). A quantitative vulnerability function for fluvial sediment transport. *Natural Hazards*, 58(2): 681-703.
- Zanchetta G., Sulpizio R., Pareschi M., Leoni F., Santacroce R. (2004). Characteristics of May 5-6, 1998 volcanoclastic debris flows in the Sarno area (Campania, southern Italy): relationships to structural damage and hazard zonation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 133(1-4): 377-393.
- Zimmermann M., Keiler M. (2015). International frameworks for disaster risk reduction: Useful guidance for sustainable mountain development? *Mountain Research and Development*, 35(2): 195-202.



## The mud/debris flow of the Stava (Italy) tailings dams break

R. Genevois<sup>1</sup>, P.R. Tecca<sup>2</sup>

<sup>1</sup>*Department of Geosciences, University of Padova, Padova, Italy,  
rinaldo.genevois@unipd.it*

<sup>2</sup>*Research Institute for Geo Hydrological Protection, National Research Council (CNR-IRPI), Padova, Italy, pia.tecca@irpi.cnr.it*

The wastes resulting from the chemical and mechanical processes of mining extraction (tailings) are mostly accumulated in basins retained by a dam that usually, after the construction of the starter dam, are raised sequentially as the impoundment fills with an upstream or downstream or centerline method. Tailing dams are particularly vulnerable to failure mainly due to: (i) poor quality of local material used for the starter dam; (ii) dam construction with solid material mixed with high quantity of water; (iii) lack of specific design criteria; (iv) lack of extensive and continuous monitoring; (v) high cost of remediation works, after the closure of mining activities. The assessment of tailings facilities has mainly concentrated on the stability of tailings dams, while relatively few studies have investigated the flow of tailings released from a dam failure due to its complex rheological behavior. Furthermore, as many changes in the rheological values along the run-out path have been observed, different interpretations of the flow behavior exist. On July 19, 1985, a fluorite tailings dam failed at Stava, Trento, Italy. About 180,000 m<sup>3</sup> of tailings flowed 4.2 km downstream killing 268 people and destroying 62 buildings. The tailings dams consisted of two partially overlapped basins built on a slope. The failure started at 12.22:55 with the collapse of the up-slope basin that caused the overtopping and subsequent collapse of the lower basin. The resulting slurry wave travelled along the Stava Creek reaching a speed as high as 100 km/h, until it reached the Avisio River. Different Authors [e.g.: R.J. Chandler and G. Tosatti, 1995; R. Genevois and P.R. Tecca, 1993] concluded that the dams were constructed with an unacceptably low factor of safety and that the failure probably was triggered by a blocked decant pipe located within the tailings. In particular, the main causes of instability were found to be: (i) the under-consolidation state of the deposited material; (ii) the spreading of the upper dam on the lower basin; (iii) the excessive height and slope of the dams; (iv) the use of the upstream method, which is the cheapest, but also the most dangerous one; (v) the wrong installation of the drainage pipes. This paper, after a short history of the dams, will present a geotechnical analysis of the dam's failure and an analysis of the flow along the Stava valley.

*tailings ponds, dam failure, mud flow, finite element analysis*

## Грязекаменный поток при прорыве дамбы хвостохранилища Валь-ди-Ставе (Италия)

Р. Женева<sup>1</sup>, П.Р. Текка<sup>2</sup>

<sup>1</sup>*Департамент наук о Земле, Падуанский университет, Падуя, Италия,  
rinaldo.genevois@unipd.it*

<sup>2</sup>*Исследовательский институт по гидрогеологической защите, Национальный совет по науке, Падуя, Италия, pia.tecca@irpi.cnr.it*

Отходы, образующиеся в хвостохранилищах в результате химических и механических процессов добычи полезных ископаемых, в основном накапливаются в бассейнах, удерживаемых плотиной, которая обычно после строительства стартерной плотины постепенно поднимается, по мере заполнения водохранилища.





Хвостохранилища особенно уязвимы к прорыву дамб, главным образом из-за: (i) низкого качества местного материала, используемого для главной плотина; (ii) строительства плотины из твердого материала, смешанного с большим количеством воды; (iii) отсутствия конкретных критериев проектирования; (iv) отсутствия масштабного и непрерывного мониторинга; (v) высокой стоимости восстановительных работ после окончания горнодобывающей деятельности. Оценка хвостохранилищ в основном была сосредоточена на их устойчивости, в то время как относительно небольшое количество исследований было посвящено изучению потоков, образующихся вследствие разрушения плотин. Причина этого в сложности реологических свойств данных потоков. Кроме того, вследствие значительных изменений реологических характеристик потока, обнаруженных в результате наблюдений, существуют разные варианты интерпретации поведения данных потоков. 19 июля 1985 года в Тренто, Италия, провалилась плотина флюоритового хвостохранилища валь-ди-Ставе. Около 180 000 м<sup>3</sup> материала было вынесено на 4.2 км вниз по течению, что привело к гибели 268 человек и уничтожению 62 зданий. Плотины хвостохранилищ состояли из двух частично перекрытых бассейнов, построенных на склоне. Разрушение дамбы началось в 12.22:55 с прорыва верхнего бассейна, что вызвало переполнение и последующий прорыв нижнего. Образовавшаяся в результате волна шлама пролетела вдоль реки Ставы, достигая скорости до 100 км/ч, пока не достигла реки Авизио. Различные авторы, например, [Chandler and Tosatti, 1995; Genevois and Tecca, 1993] пришли к выводу, что плотины были сконструированы с неприемлемо низким коэффициентом безопасности и что прорыв, вероятно, был вызван блокированием трубы, расположенной в хвостохранилищах. В частности, были обнаружены основные причины нестабильности: (i) состояние консолидации депонированного материала; (ii) распространение верхней плотины на нижнем бассейне; (iii) чрезмерная высота и уклон плотин; (iv) использование метода восходящего потока, который является самым дешевым, но также и самым опасным; (v) неправильная установка дренажных труб. Эта статья после короткого описания истории данного события содержит геотехнический анализ разрушения плотин и анализ потока вдоль долины Ставы.

*хвостохранилища, разрушение дамбы, грязевой поток, метод конечных элементов*

## Introduction

Tailings are mixtures of crushed rock and processing fluids from mining operations that remain after the extraction of metals, minerals, mineral fuels or coal from the mine resource [Kossoff et al. 2014]. These wastes are commonly deposited as slurry behind earthen dams, built with steep slopes using the coarse fraction of the tailings. Tailings dams are often raised in upstream/downstream valleys, or in ring impoundments. These containment facilities are vulnerable to failure because of the following reasons [Rico et al., 2008a]: (i) dam construction with residual materials from the mining operations; (ii) sequential dam raise along with an increase in effluents; (iii) lack of regulations on specific design criteria; and (iv) high maintenance cost also after the closure of mining activities.

Tailings dams have a very long history of flow failures; in the last 50 years, major failures causing fatalities and severe properties damages are known to have taken place in Buffalo Creek (USA), 1972; Bafokeng (South Africa), 1974; Taoshi (China), 2008; Karamken (Russia), 2009 and Kolontar (Hungary), 2010, (WUP, 2018).

Although the major percentage of failures is related to natural hazards, in particular to meteorological causes [Rico et al., 2008b], failures due to poor management accounted for 30% [Azam S. and Li Q., 2010]. Many flow failures are associated with high water pools stored on tailings, which might cause: (i) breaching of containment embankment, resulting in release of water and tailings erosion; (ii) loss of containment embankment, resulting in rapid loss of lateral



containment of tailings combined with excess pore pressures in tailings mass, liquefying the tailings mass.

This paper presents a well-documented case of the failure of two tailings dams of a fluorite mine, occurred in 1985, at Stava (North-Eastern Italy) (Fig. 1). The failure produced a catastrophic flow slide and consequent mud flow, which wiped out or buried two villages and claimed 268 lives, completely destroying 3 hotels, 53 homes, and six industrial buildings; 8 bridges were demolished and 9 buildings were seriously damaged.

Previous contributes dealing with the Stava debris flow include: description of the event [Berti *et al.*, 1988]; failure mechanism [Genevois and Tecca, 1993; Berti *et al.*, 1997; Chandler and Tosatti 1995] and flow kinematics [Takahashi, 1991; Pirulli *et al.*, 2017].

This paper, after a short history of the dams, will show the two stages of the event, the earlier flow slide and the consequent debris/mud flow, and the geotechnical analyses of both the dams failure and the flow along the Stava valley.

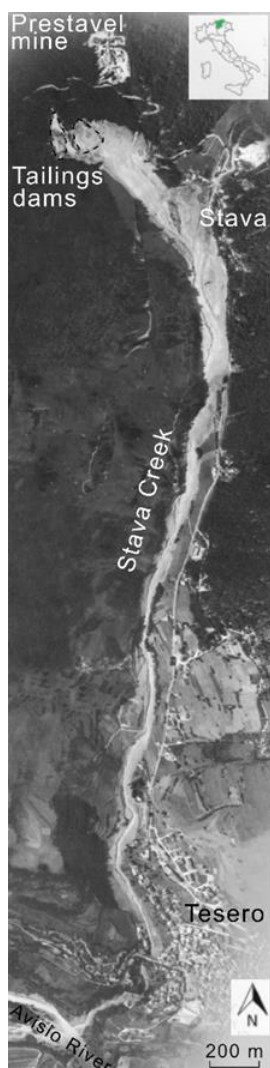


Fig. 1. Aerial view of the area impacted by the mudflow and location of the tailing dams (Aerial photo: Permit of the general staff of the Italian Air Force No. 01-120 and No. 01-121 of March 22, 1995)

### Chronicle of the event

On July 19, 1985 at 12.22.55, the upper dam collapsed first, slumping in the subjacent one and triggering the collapse of the lower dam. The resulting mudflow caused one of the worst industrial catastrophes in the world, second in Italy only to the Vajont tragedy, producing 155 million Euros in damage. A volume of 185.000 cubic metres of silt, sand and water were released toward the village of Stava and, from here into the Stava valley and at a speed up to



37 m/s (estimated from the seismogram recorded at the nearby Cavalese station, 4.1 km from the tailings dams), with an estimated volumetric solids concentration of 0.48 [Takahashi, 2007]. The flow reached the village after 100 seconds, crashing through the buildings, the flow then continued for three minutes until it reached the Avisio River, 4.2 km away, engulfing and destroying everything in its path. Eventually, a layer of mud, between 20 and 40 centimetres thick, covered an overall 435,000 square meters over a 4.2 km route.

### Characteristics and development of the tailing dams

The Prestavel mine had been in operation since the 16th century [Perna, 1964] for exploiting argentiferous galena. In 1934 mining at Prestavel was redirected to the extraction of fluorite. To isolate and to concentrate the fluorite, the Prestavel mine in 1961 shifted from the simple gravimetric procedure to the more effective flotation-process, where a mixture of water, rocks and foaming agents are used to extract the fluorite from the rock debris.

For this purpose, two basins were constructed on a small tributary of the Stava Creek, at an elevation ranging from 1330 to 1380 m a.s.l., on a slope between 12° and 16°. The lower basin was located about 120 m above the Stava valley floor, in a distance of 800 m to the small village of Stava. Fig. 2 shows the aerial view of the two basins photographed in September 1982.



Fig. 2. Aerial view of the two tailings dams in 1980 [Archivio multimediale Fondazione Stava 1985 Onlus. <http://multimedia.stava1985.it/search.html>]

The impoundments were founded on fluvio-glacial deposits covering a marly-arenaceous formation. The local geological features have an important significance because of the different permeability of the formations and the consequent possible existence of confined aquifers. The lower dam was raised on natural ground using the “upstream method”: centreline of the embankment moved upstream, in relation to the starter dam, so that the upstream wall was built on the tailings beach. The upper dam was initially raised using the “centreline method” (embankment crest shifted upwards in the same position, in relation to the starter dam), so that, as the dam grew higher, its sandy front rested partly on the lower pond silty sediments (Fig. 3); from 1975 the upper dam was raised using the “upstream method”.

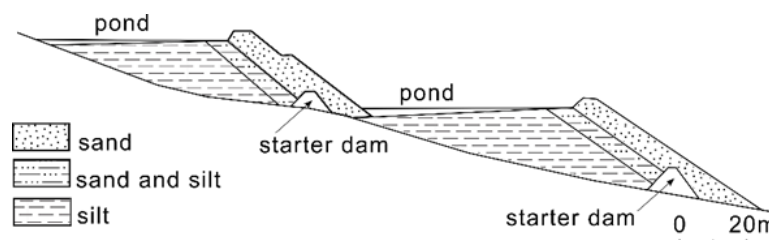


Fig. 3. Schematic cross section of the tailings dams



Two systems of tailings slurry disposal were employed: on-dam cycloning and central cycloning [USEPA, 1994]. A pool of clarified water accumulates upstream from the tailings sand beach and the dam crest was formed by cycloned sands.

Table 1 shows the development history of the two tailings dams and the sequence of the most important events which led to the failure.

Table 1. History of the Prestavel tailings basins

Time	Tailings basins
1961	First lower basin constructed; starter dam of gravelly natural soil, founded on natural ground reinforced by concrete soil-nailing; 9 m high and gradient 40°
Late 60'	Lower dam reached a height of 26 m [upstream method] and gradient 32°
1979	Second upper basin constructed; starter dam of gravelly compacted natural soil, no reinforcement of foundation soil; 5 m high
Early 70'	Upper dam reached a height of 10 m [centerline method] and gradient 39°
1975	Turning to upstream method, upper dam reached a height of 19 m; construction of a berm 4 m wide providing the dam a mean gradient 35°
1978	Upper dam reached a height of 26 m and gradient 39°; high water levels in the basins
1980-1982	Basins not used for different enriching fluorite method
1982	Floataion processing resumes; upper basin used; Upper dam reached a height of 28 m
Jan 1985	Small slump on the right side of the Upper dam [blockage by freezing of the decant pipe and consequent leakage]
Early June 1985	Sink hole 30 m wide and 4 m deep is formed in the lower basin (breakage of its decant pipe)
July 15 1985	Decant pipes restored; lower basin refilled; Upper dam reached a height of 30 m
July 19 1985	Tailings dams fail

The geotechnical properties of the tailings and of the embankment soils were investigated after the disaster by means of laboratory and field tests. Grain size distributions clearly differentiated the embankments materials, defined as silty-sands (PI between 4 and 7), from the sediment of the impoundments, defined as clayey silts (PI between 10 and 20).

In order to calculate the shear strength of soils, laboratory triaxial and shear box tests (drained and undrained conditions) and field tests (SPT and CPT) were carried out both on undisturbed and recompacted remoulded samples taken from the ponds and dams remnants.

The sandy tailings were found in a medium dense state, showing in situ resistances slightly increasing with depth, and average relative densities decreasing from 50% to 40% at depths greater than 6 m. The drained and effective angles of shear strength were estimated ranging between 37°-51° on undisturbed samples, and between 29°-40° on the recompacted ones, quite close to the gradient of the outer slope (34° and 39°).

The shear strength of the silty tailings showed values of the undrained cohesion ranging from 3 to 60 kPa, with a ratio  $s_u/\sigma'_{v0}$  ranging from 0.15 to 0.22 ( $s_u$  measured strength;  $\sigma'_{v0}$  effective vertical stress).

Consolidation tests evaluated compression indexes from 0.15 -0.28 for undisturbed samples and from 0.20-0.37 for remoulded samples, characterizing these sediments with an average degree of consolidation of 50%, with minimum values of 20-22%. The coefficient of consolidation, calculated for vertical stress of 200 kPa, showed values generally equal to  $2 \times 10^{-2}$  cm<sup>2</sup>/s.

### The dams failure analysis

While many Authors have analysed the dynamics of the flow all along the valley [e.g., Takahashi, 1991; Pirulli et al., 2017], not too much attention has been given to the initial failure of the dams, probably as a consequence of the insufficient knowledge of the different material

geotechnical characteristics and space distribution, besides the uncertainty and debatable of the choice between total or effective stress analysis.

The causes of the Stava dams failure are generally attributed to the chronic instability of the embankments, mainly consequence, inter alia of the incomplete consolidation of the silty slime and the excessive height and slope of the embankments. Among the others, *Genevois and Tecca* [1993].

Considering a range of possible piezometric surfaces within the sandy shell, *Genevois and Tecca* [1993] carried out stability analyses using a two-dimensional non-linear finite difference code [*FLAC, Itasca Consulting Group 1992*]; the Drucker-Prager plasticity model was implemented on a simplified geometry of the tailings dam (Fig. 4), considering a range of possible piezometric surfaces within the outer sandy shell. The input geotechnical parameters are showed in Table 2.

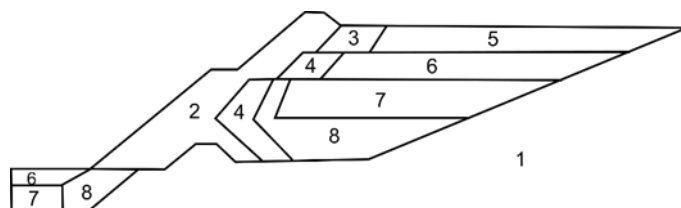


Fig 4. Geotechnical model of the 1985 Upper dam. 1- natural soil; 2- sands; 3- very soft alternating soils; 4- soft to medium alternating soils; 5- unconsolidated slimes; 6- very soft slimes; 7- soft slimes; 8- medium consolidated slimes

Table 2. Geotechnical parameters

Soil	$\Gamma$ (kN/m <sup>3</sup> )	$\phi'$ (°)	$c_u$ (kPa)	$E$ (MPa)	$\nu$
1	20.6	40	-	150	0.25
2	18.6	42	-	35	0.30
3	17.2	36	-	15	0.35
4	18.1	37	-	25	0.35
5	13.7	-	7	3	0.35
6	16.2	-	15	6	0.35
7	17.7	-	25	9	0.35
8	18.6	-	35	12	0.35

$\gamma$  - specific weight;  $\phi'$  - friction angle;  $c_u$  undrained cohesion;  $E$  - Young modulus;  $\nu$  - Poisson coefficient. Material numbers are referred to Fig. 4.

The results of the analyses showed that the stability of the upper dam is mainly influenced by the dam height and by the position of the phreatic surface within the sandy shall and.

The safety factor displayed an initial increase due to the progressive consolidation of the slimes and a significant decrease after 1982, when the instability condition was reached for high piezometric levels.

The influence of the height increase of the upper dam was evaluated implementing the *Lade* [1992] procedure, identifying a region of potential instability. A local zone of instability already existed in 1975, and it extended more and more upwards and inwards as the dam height increased, eventually engaging the silty sands alternating layers and part of the silty tailings (Fig. 5).

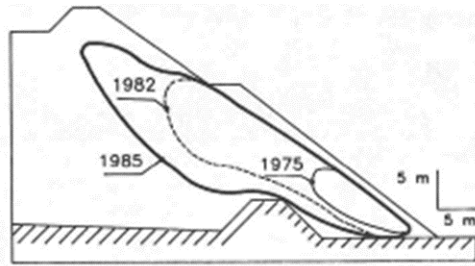


Fig. 5. Progressive extension of the instability zone during the upper dam building

The upper dam, however, was stable as long as drained conditions were secured: any pore pressure build up would have resulted into the enlargement of the unstable region, the engagement of progressively larger volumes of unstable tailings and finally into the dams failure by static liquefaction.

### Event analysis: the flow slide and the mud/debris flow

Aerial photo interpretation, eyewitness accounts, and field observations indicate the most probable temporal sequence of the failure: (i) collapse of the sandy shell of the upper dam onto the silty tailings of the lower basin; (ii) liquefaction of the silty tailings of both the lower basin (undrained loading) and the upper basin (undrained unloading); (iii) flow of the sandy tailings down to the valley.

The Stava event has been subdivided into two different processes (Fig. 6): a flow slide from the tailing dams to the Stava village, where significant depositional processes took place, and a mud/debris flow along the Stava valley, where only erosional phenomena occasionally occurred [Berti *et al.* 1997]. The distinction in two processes is also confirmed by the interpretation of the seismogram recorded at Cavalese, 4.1 km from the Prestavel basins.

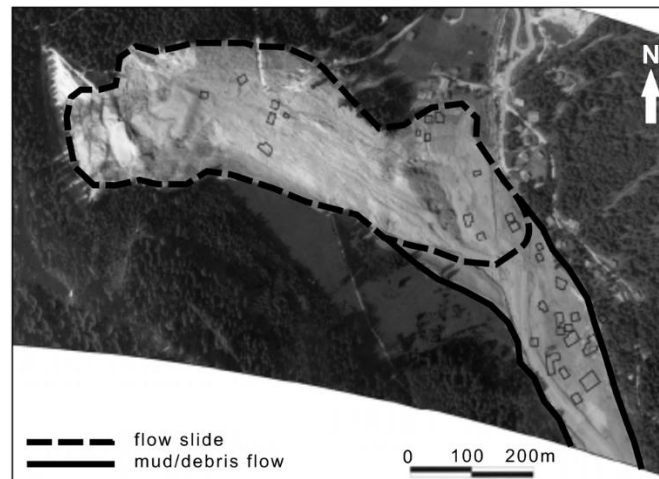


Fig. 6. The flow slide area with remnants of the dams and the upper part of the mud/debris flow a few hours after the disaster [photo Aeron. Mil., conc. S.M.A. no. 623, 19 July 1985].

The main phases composing the whole Stava event are visible in the time domain of the induced seismogram (Fig. 7). It lasted approximately 600 s, showing a magnitude between 2 and 3 in the Richter Scale. Amplitudes were rather low, showing peaks mostly lower than 1.5  $\mu\text{m/s}$  with peak values up to 2  $\mu\text{m/s}$ .

Different interpretations of the seismogram have been performed using different approaches [e.g. Takahashi 1991; Pirulli *et al.*, 2017].

Our analysis, on the basis of both amplitudes and frequencies, identifies 6 different phases of the whole event, punctuated in time by a sequence of events, displayed in Table 2.

The phase (1), characterized by increasing amplitudes of the seismic wave, lasts about 60 seconds and corresponds to the upper dams failure and lower dam collapse. In phase (2),

characterized by amplitudes roughly homogeneous for about 100 s, mean velocity is about 6.0 m/s. The peak amplitude registered at 12:24:50 is related to the impact with the buildings closest to the lower dam.

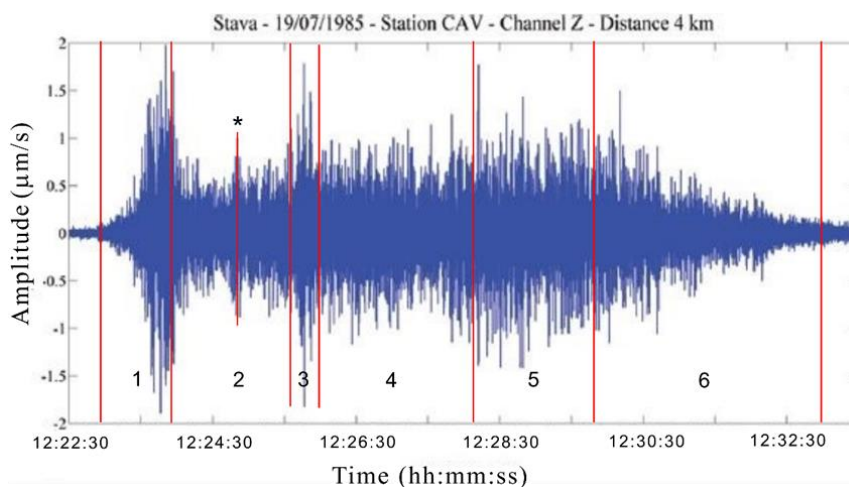


Fig. 7. Seismogram of the Stava event. Numbers are referred to the six distinct phases of the event indicated in Table 3.

Table 3. Sequence of events composing the Stava disaster

Phase	Time interval [hh:mm:ss]	Event	Process	Partial distance [m]	Mean velocity [m/s]
1	12:22:55-12:23:55	Upper and lower basins collapse	Dams failure	–	–
2	12:23:55 - 12:25:35	Slide path to upper Stava houses	Flow slide	600	6.0
*	12:24:50	Impact to buildings closest to the dams	Flow slide		
3	12:25:35-12:26:00	Wrecking of Stava Village	Mud/debris flow	270	10.8
4	12:26:00-12:28:10	Propagation along Stava valley to the Roman bridge in Tesero	Mud/debris flow	2950	22.7
5	12:28:10-12:29:50	Propagation from the Roman bridge to the Avisio River	Mud/debris flow	480	4.8
6	12:29:50-12:33:00	Deposition in the Avisio River valley	Deposition	–	–

\* - single event

In phase (3), lasting about 25 s, the emerging peaks at 12:25:35 correspond to the impact and total wrecking to Stava village; flow velocity increased up to 10.8 m/s. The next phases (4) and (5), characterized by greater amplitude roughly homogeneous, correspond to the propagation of the mass along the Stava valley. In phase (4) mean velocity reached 22.7 m/s for about 130 s until the impact to the Roman bridge of Tesero at 12:28:10; in phase (5), lasting 110 s, the flow reached the Avisio River and mean velocity falls to 4.8 m/s. In phase (6) the amplitudes drop, indicating the deceleration of the mass and eventually the deposition of the material in the Avisio valley.

The analysis displays a significant change of the velocities observed all along the flow path.



The strong and fast increase of the mean velocity in phases (2), (3) and (4) has been interpreted as a variation of the flowing material characteristics. The collapsed material is mostly made by slightly to medium plastic silts (the impoundments material) and by nonplastic sands (the dam material).

Based on the Classification of Landslides of the Flow Type [Hungry *et al.*, 2001], the initial process, composed by phases (1) and (2), may be classified as a flow slide of liquefiable silts and sands. The flow slide is characterized by medium to high mean velocity due to the high pore pressures induced by the previous undrained loading and unloading: this material accumulated at the end of the slope in a tongue-like form at the Stava village (see Fig. 6).

Downstream of the village, during the propagation phases (4) and (5), the mixture, mainly composed by sands and secondarily by silts, was channelled into the Stava valley, and the mass movement turned into an extremely rapid mud/debris flow (see Fig. 6).

### Conclusions

The failure of the Stava basins has been here reconsidered as regards mainly the dynamics of the flow. As matter of facts, different interpretations of the flow dynamics exist [e.g. Takahashi 1991; Berti *et al.* 1997; Pirulli *et al.* 2017], mainly depending on the rheological behavior attributed to the flowing mass, but only Berti *et al.* in 1997 considered the event as composed by two different processes: an initial flow slide and a following mud/debris flow.

The careful analysis of the seismic record indicates a sudden acceleration of the flowing mass when it entered the Stava valley, differentiating the previous flow of mainly silty materials, identified as a flow slide, from the following faster flow of mainly sandy material, considered a mud/debris flow, as confirmed also by the field surveys after the disaster.

As regards the initial failure of the upper dam, the causes should be referred in general to the poor engineering of the construction and, in particular, to the raising of the upper dam with a steep downwards slope. As a conclusion, the dam was only marginal stable and it would have in any case collapsed.

### References

- Archivio multimediale Fondazione Stava 1985 Onlus. <http://multimedia.stava1985.it/search.html>. Last access April 2018.
- Azam S., Li Q. (2010). Tailings Dam Failures: A Review of the Last One Hundred Years. *Geotechnical News*, 50-54.
- Berti M., Genevois R., Tecca P.R. (1997). The 1985 flow slide and debris flow at Stava (Italy). In 1st International Conference on "Debris Flow Hazard Mitigation: Mechanics, Prediction and Assessment", 7-9 August 1997, San Francisco (Cal.), ed. Chen Cheng-Iung, 309-321. American Society of Civil Engineers. New York.
- Chandler R.L., Tosatti G. (1995). The Stava tailings dams failure, Italy, July 1985. *Proceedings of the Institution of Civil Engineers: Geotechnical Engineering*, 133, 67-79.
- Genevois R., Tecca P.R. (1993). The tailings dams of Stava (northern Italy): an analysis of the disaster. In *Environmental Management Geo-water and Engineering Aspects*, ed. R.N. Chowdhury and M. Sivakumar, 23-36. Balkema, Rotterdam.
- Hungry O., Evans S., Bovis M., Hutchinson J.N. (2001). Review of the classification of landslides of the flow type. *Environmental & Engineering Geoscience*, 7: 221-238. 10.2113/gseegeosci.7.3.221.
- Itasca (2012). *FLAC: Fast Lagrangian Analysis of Continua*. Version 7.0. Itasca Consulting Group, Inc., Minneapolis, Minn.
- Kossoff D., Dubbin W.E., Alfredsson A., Edwards S.J., Macklin M.G., Hudson-Edwards K.A. (2014). Mine tailing dams: characteristics, failure, environmental impact, and remediation. *Applied Geochemistry*, 51: 229-245.
- Lade P. (1992). Static Instability and Liquefaction of Loose Fine Sandy Slopes. *Journal of Geotechnical Engineering*, 118(1), 51-71.
- Perna G. (1964). Fluorite. *L'Industria Mineraria nel Trentino-Alto Adige*. *Economia Trentina*, XIII: 66-68 (in Italian).
- Rico M., Benito G., Salgueiro A.R., Diez-Herrero A., Pereira H.G (2008a). Reported tailings dam failures. A review of the European incidents in the worldwide context. *Journal of Hazardous Materials*, 152: 846-852.
- Rico M., Benito G., Diez-Herrero A. (2008b). Floods from tailings dam failures. *Journal of Hazardous Materials*, 154: 79-87.





- Pirulli M., Barbero M., Marchelli M., Scavia C. (2017). The failure of the Stava Valley tailings dams (Northern Italy): numerical analysis of the flow dynamics and rheological properties. *Geoenvironmental Disasters*, 4:3. doi 10.1186/s40677-016-0066-5.
- Takahashi T. (1991). *Debris flows.*, IAHR Monograph, Balkema, Rotterdam.
- Takahashi T. (2007). *Debris flows: Mechanics, prediction and countermeasures.* Monograph, Balkema, Rotterdam.
- USEPA. Design and Evaluation of Tailings Dams. Technical Report EPA 530-R-94-038, US Environmental Protection Agency, Washington, available at: <https://archive.epa.gov/epawaste/nonhaz/industrial/special/web/pdf/tailings.pdf>. Last access April 2018.
- WUP. Wise Uranium Project – Chronology of major tailings dam failures [from 1960], available at: <http://www.wise-uranium.org/mdaf.html>. Last access August 2018.



## Potential danger of dammed lakes induced by the 2017 Ms6.9 Milin earthquake in the Tsangpo gorge

**K. Hu<sup>1,2</sup>, X. Zhang<sup>3</sup>, J. Tang<sup>1,2</sup>, W. Liu<sup>1,2</sup>**

<sup>1</sup>*Key Laboratory of Mountain Hazards and Earth Surface Processes, Chinese Academy of Sciences, Chengdu, China, khhu@imde.ac.cn*

<sup>2</sup>*Institute of Mountain Hazards and Environment, Chinese Academy of Sciences, Chengdu, China*

<sup>3</sup>*University of Chinese Academy of Sciences, Beijing, China*

A Ms6.9 Milin Earthquake on November 18, 2017 triggered a great deal of new slope failures along the Yarlung Tsangpo gorge. By compared the pre- and post-quake remote sensing images, 529 landslides including rock slides, avalanches, rock falls were identified. The total area of the landslides is 32.42 km<sup>2</sup>, and the sediment volume caused by the landslides is estimated to be 0.1 km<sup>3</sup>. The landslides also yield 7 dammed lakes of which three large-scale dammed lakes are also affected by nearby debris-flow events in future. A methodology integrating remote sensing, GIS, numerical simulation and hydrological calculation is developed to predict the potential danger of the dammed lakes once large-scale debris flows increase the height of the dams. Preliminary analysis indicates that the storage capacity of the dammed lakes will increase in two cases of debris-flow magnitudes, but the outburst floods may not result in big impact on downstream human settlements.

*dammed lake, Milin earthquake, potential danger, risk assessment, Tsangpo gorge, debris flow*

## Потенциальная опасность подпрудных озёр, образовавшихся в ущелье Цангпо вследствие Милиньского землетрясения магнитудой 6.9

**К. Ху<sup>1,2</sup>, С. Чжан<sup>3</sup>, Ц. Тан<sup>1,2</sup>, В. Лю<sup>1,2</sup>**

<sup>1</sup>*Ключевая лаборатория горных опасностей и геоморфологических процессов Китайской академии наук, Чэнду, Китай, khhu@imde.ac.cn*

<sup>2</sup>*Институт горных опасностей и окружающей среды Китайской академии наук, Чэнду, Китай*

<sup>3</sup>*Университет Китайской академии наук, Пекин, Китай*

Милиньское землетрясение магнитудой 6.9 18 ноября 2017 года вызвало много новых обвалов и оползней на бортах ущелья реки Ярлун Цангпо. По итогам сравнения изображений дистанционного зондирования до и после землетрясения были идентифицированы 529 событий, включая горные обвалы, лавины, камнепады. Общая площадь обвалов и оползней составляет 32,42 км<sup>2</sup>, а объем их отложений оценивается в 0,1 км<sup>3</sup>. В результате обвалов также образовались 7 подпрудных озёр, три из которых имеют значительный объём воды и способны вызвать разрушительные наводнения в будущем. Разработанная методология исследований включает дистанционное зондирование, ГИС, численное моделирование и гидрологический расчет для прогнозирования потенциальной опасности прорыва озёр. Предварительный анализ показал, что объем воды в подпрудных озерах



увеличится в двух случаях объемов селей, но прорывные паводки вряд ли приведут к значительным воздействиям на нижележащие населенные пункты.

*подпрудное озеро, Милиньское землетрясение, потенциальная опасность, оценка риска, ущелье Цангпо, сель*

## Introduction

Strong earthquakes often trigger large-scale landslides and dammed lakes such as the 2008 Wenchuan earthquake, the 2013 Lushan, and the 2014 Ludian earthquakes [Cui *et al.* 2011; Huang and Li 2008; Xu *et al.* 2015; Hu *et al.* 2017]. The earthquake's seismogenic fault, intensity, and local geological and topographical settings control the distribution and location of the dammed lakes. Some statistical relationships between the seismic parameters and the landslide properties were proposed [Keefer 1984; Keefer and Wilson 1989; Keefer 2000; Papadopoulos and Plessa 2000; Hancox *et al.* 2002].

A Ms6.9 catastrophic earthquake happened on November 18, 2017 at Milin County, Tibet Autonomous Region in western China. As of Nov. 21, 2017, 1416 aftershocks were recorded. The earthquake has induced hundreds of landslides in the Yarlung Tsangpo river. The quake-induced landslides and dammed lakes are interpreted with pre- and post-quake satellite images in this paper. The basic information of these hazards is obtained by GIS analysis on DEM data. In order to evaluate the potential danger of the dammed lakes in near future, numerical simulation and hydrological analysis are combined to estimate the peak discharge of possible outburst floods.

## Study area

The study area located in the great canyon of Yarlung Tsangpo river is of the strongest tectonic stress, the highest uplift and exfoliation rate in the Himalaya orogenic belt. where no human inhabits. The earthquake's epicenter is in the extension line of the northeastern part of the Daduka fault (Fig. 1). The elevation of the area ranges from ca. 1303 m to 7782 m. The highest mountain is the Namche Barwa massif (ca.7782 m), and the second highest Gyala Peri massif (ca. 7294 m) is in the northwestern of the area. The average relative relief is about 5,000 meters around the core section of the canyon, which is well known as the deepest gorge in the world. In the deepest part of the Yarlung Tsangpo Gorge between Namche Barwa and Gyala Peri peak, the relative relief reaches to 5,382 meters. The Tsangpo Gorge is the largest water vapour channel on the edge of Tibetan Plateau. The warm and humid monsoon from Indian Ocean makes it one of the highest rainfall areas in the world. The annual rainfall is as high as 4,000 mm in the southern part of the gorge, and between 1500 mm to 2000 mm in the northern part.

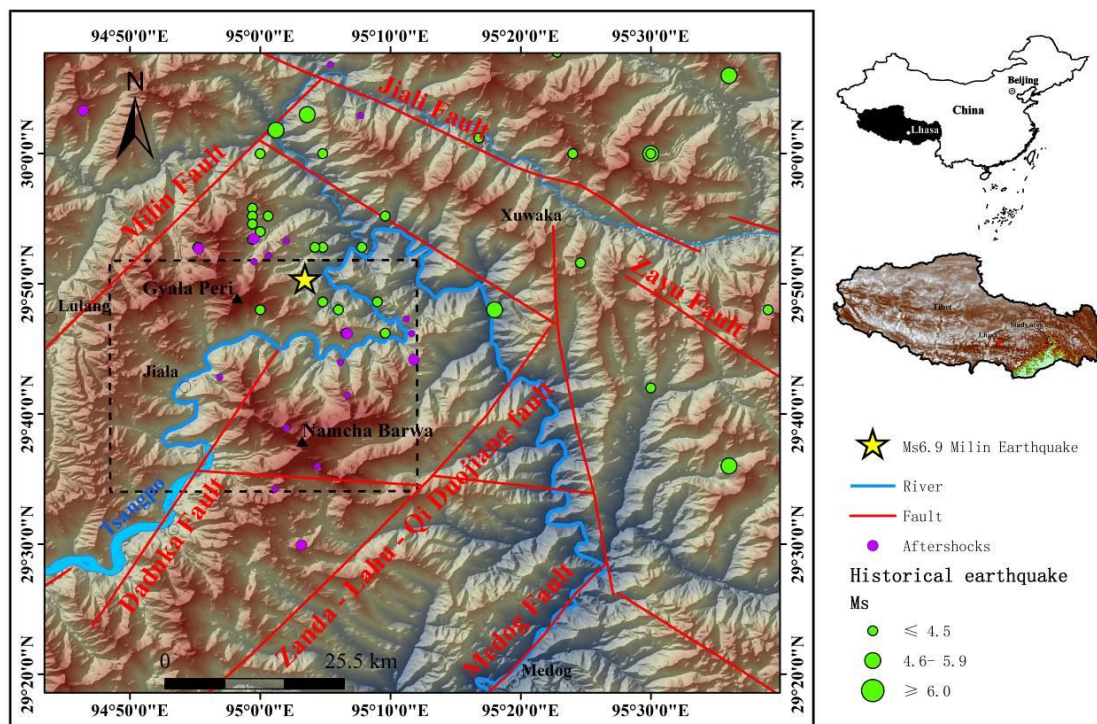


Fig. 1. The location map of the Milin earthquake and historical earthquakes near the Tsangpo gorge since 1950

### Dammed lakes after the earthquake

A large number of coseismic landslides were triggered by the earthquake and yielded several dammed lakes in the Tsangpo river. Pre- and post- high-resolution remote sensing images were used to coseismic and post-seismic geo-hazards. The visual interpretation shows that at least 529 landslides including rock slides, avalanches, rock falls etc. distribute along the both sides of the Tsangpo gorge. The distribution of the coseismic geohazards and some coseismic landslides are shown in Fig. 2. In total, the landslides cover approximately an area of 32.42 km<sup>2</sup>. Most of these landslides are shallow, and concentrated. The maximum area of the landslides is about 3.62 km<sup>2</sup> and the minimum is 36.95 m<sup>2</sup>, while the mean area is about 0.06 km<sup>2</sup>. Although there no human inhabits near the epicentre, the dammed lakes may have potential impact on upstream and downstream villages and infrastructures.

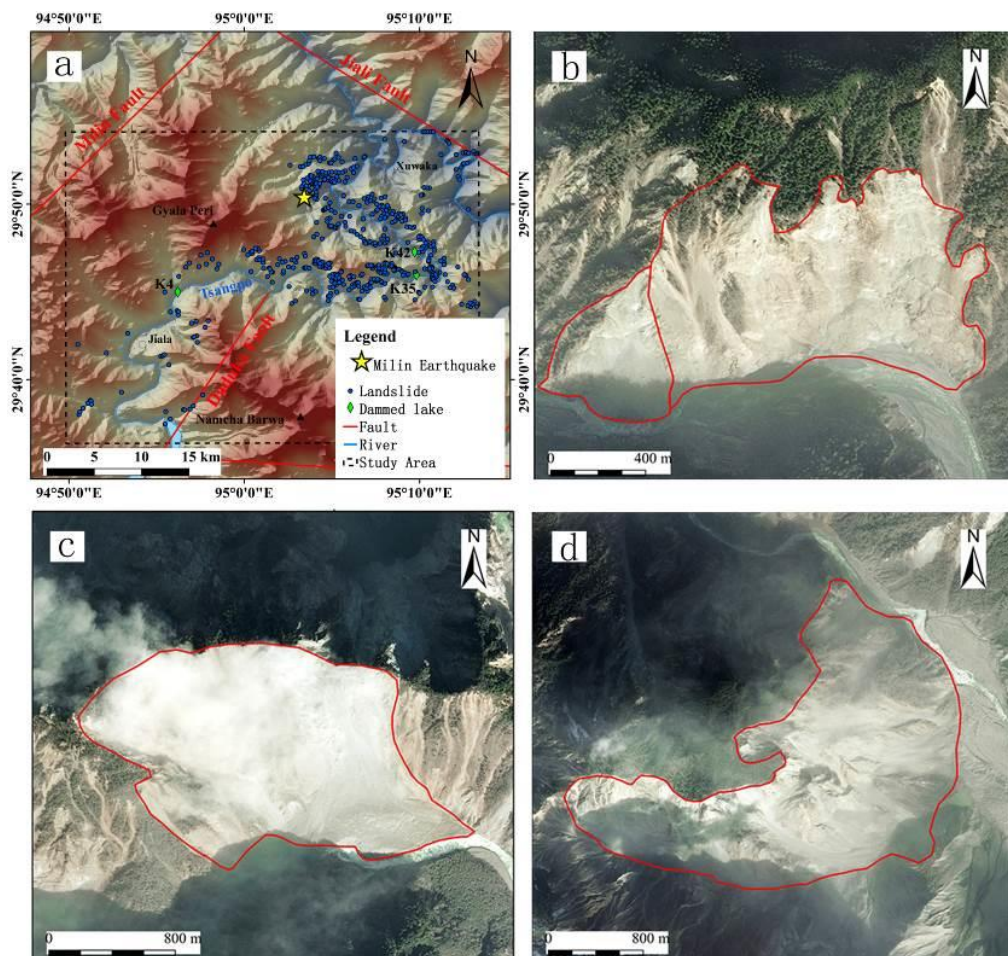


Fig. 2. The distribution of the induced geo-hazards in the study area (a) the blue dot represents the coseismic landslides, and the green diamond represents the dammed lakes, (b), (c), (d) three large-scale landslides interpreted with SPOT 7 image on December 12, 2017.

The earthquake increased greatly the volume of loose materials in the study area. By the area-volume empirical formula proposed by *Larsen et al.* (2010), the total volume of increased sediment is estimated up to 0.1 km<sup>3</sup> (Eq.1). Three large dammed lakes formed after the earthquake, respectively at 4 km (K4), 35 km (K35), and 42 km(K42) downstream of Jiala Village respectively. Combined with Google Earth's pre-quake data and SRTM DEM data and high-precision remote sensing data, the basic information of each of the lakes were obtained (Fig. 3).

$$v = \sum_1^n \alpha A^\gamma, \tag{1}$$

where  $\alpha$  is landslide area - volume correction factor ( $\log \alpha = -0.836 \pm 0.015$ ),  $A$  is landslide area,  $\gamma$  is landslide area-volume experience index ( $\gamma = 1.332 \pm 0.005$ ),  $n$  is the number of landslides.

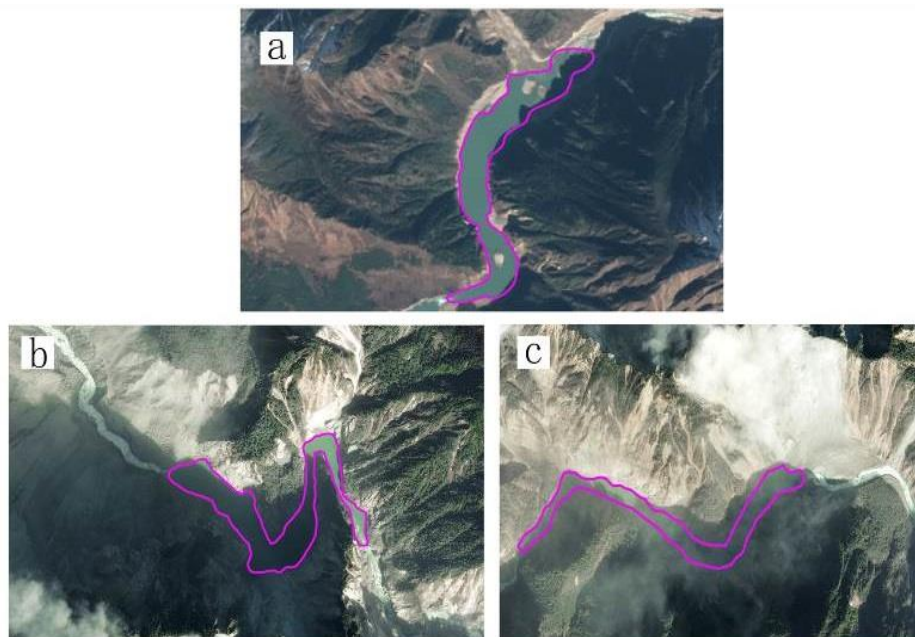


Fig. 3. The remote sensing images of three dammed lakes. (a) K4 from Sentinel with 9.4 m resolution; (b) K42 from Spot 7 with 1.3 m resolution; (c) K35 from Spot with 1.3 m resolution.

### Debris-flow hazards

Based on the interpretation of remote sensing images, several debris-flow events occurred at a catchment that is located between the Gyala peak (7294 m) and Namcha Barwa peak (7782 m), and closed to the dam of K4 lake (Fig. 4). The drainage area of the catchment is approximately 66.7 km<sup>2</sup>, the main stream is 8.75 km long, and the gradient is around 13.9%. The volume was estimated by the approach proposed by Zhou et al. (1991), the equations are:

$$V_c = 19 \frac{T_s Q_c}{72}, \quad (2)$$

where  $V_c$  is the total debris volume (m<sup>3</sup>);  $T_s$  is the total process time of debris flow;  $Q_c$  is the maximum discharge (m<sup>3</sup>/s).

$$Q_c = \{[0.526(\gamma_s - 1)/(\gamma_s - \gamma_c)](0.58P - 14) + 0.5\}F, \quad (3)$$

where  $P$  is sum of rainfall in the first three days before the debris flow (mm);  $F$  is total area of the drainage (km<sup>2</sup>);  $\gamma_c$  is the debris flow bulk density;  $\gamma_s$  is the soil body bulk density.

According to multi-temporal satellite images from Google Earth, the total volume of the debris flow between 2013 and 2014 was approximately 4.5 million cubic meters. Based on Sentinel remote sensing image on December 10, 2017 and Spot7 remote sensing data on December 12, 2017, another large-scale debris flow event occurred in 2017, with a total of approximately 13 million cubic meters.

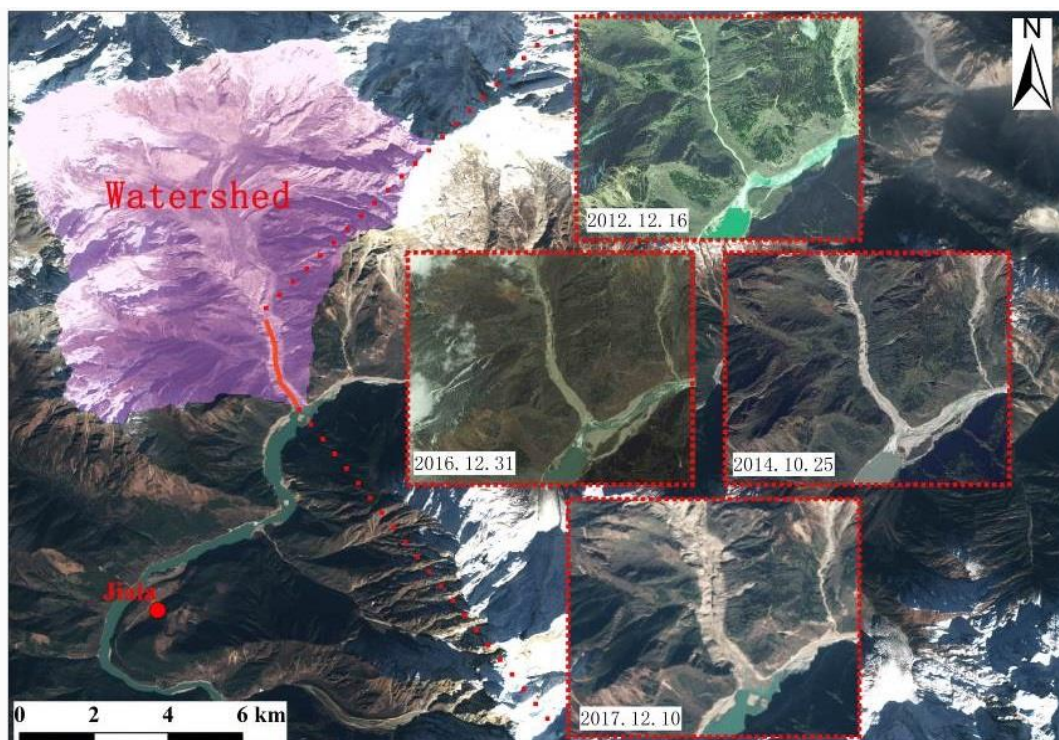


Fig. 4. Comparison of multi-temporal remote sensing images near the K4 lake

### Potential danger

The dammed lakes have overtopped and are not dangerous at present. But, the earthquake yields massive loose materials in seven catchments in which debris flows occurred in recent years. Large-scales debris-flow events in near future will dam the Tsangpo river again, and increase greatly the danger of the present dammed lakes. To evaluate the potential danger of the lakes on the condition of large-scale debris flow recurrence, we develop a methodology of assessing the potential danger of the lakes. Firstly, interpretation of multi-temporal remote sensing images is used to analyse the magnitude-frequency relationship of debris flows. Secondly, the dynamic processes of debris flows on different scenarios are numerically simulated on the basis of two-dimensional Saint-Venant equations and suitable resistance model. Thirdly, GIS technique with the high-resolution DEM data is applied to predict the possible capacity of the dammed lakes of which the dams rise by debris-flow deposits. Finally, we use a hydrological empirical formula to calculate the peak discharge of outburst flood once the risen dams broke instantaneously.

With the method above, we considered two cases: a 20-year and earthquake-affected magnitude. Table 1 shows that the simulation results of the changes of lakes' size if different scale debris-flow events happen. Assuming that the dams instantaneously break when the water level reaches the maximum height of the dams, the peak discharge of outburst floods can be estimated as Table 1. The K4 dam lake formed shortly before the earthquake has the largest storage capacity, but the peak discharge (15542 m<sup>3</sup>/s) aren't the biggest. However, the K42 lake with a smaller storage capacity has the biggest discharge (29968 m<sup>3</sup>/s) (table 1). In these cases, Jiala village may partially be inundated by the K4 lake, and the confluence of Yarlung Tsangpo with Parlung Tsangpo river is affected by backwater at the downstream of the dammed lakes. If a cascade outburst happens for the three lakes, the peak discharge will be much larger than single lake outburst. In the extreme case, some villages at low locations in Medog County could be damaged by the propagating flood wave.



Table 1. The calculated peak discharge of outburst floods.

Lake no.	Total capacity ( $V_w$ : $m^3$ )	Water depth ( $H_w$ : m)	Average width of the breach ( $b$ : m)	Peak discharge ( $Q_{max}$ : $m^3/s$ )
K4	$5.5 \times 10^7$	36	149.5	9917.7
	$9 \times 10^7$	46	183.4	15542
K35	$5 \times 10^7$	58	158.8	17419
K42	$5.2 \times 10^7$	89	174.4	29968

### Conclusions

Dammed lakes are typical geological hazards, especially in the area of complex geological structure, high seismicity and highly prone landslides. They often bring catastrophic disasters to settlements and infrastructures at upstream and downstream of them. We use a comprehensive methodology to evaluate the potential danger of the dammed lakes triggered by the 2017 Milin earthquake in the Tsangpo gorge. Interpretation of high-resolution satellite images shows there are 529 earthquake-induced landslides covering an area of 32.42 km<sup>2</sup> in the gorge around the epicentre. The volume of the loose materials increases up to 0.1 km<sup>3</sup> in catchments on the both sides of the gorge. These catchments with such massive loose materials are very susceptible to large-scale debris-flow events if the melting of snow and strong rainfall occur in spring and summer. Moreover, it is found that large-scale debris flows happened and blocked the main river temporarily. Potential danger of three large dammed lakes are analysed under different magnitude of debris-flow events. The risk of the dammed lakes will increase in two different scenarios, but the outburst floods may have a little influence on downstream human settlements.

### Acknowledgments

This work has been supported by the National Natural Science Foundation of China (Grant No. 91747207 and 41790434), and the 135 Strategic Program of the Institute of Mountain Hazards and Environment, CAS (SDS-135-1704).

### References

- Cui P., Chen X.Q., Zhu Y.Y., Su F.H., Wei F.Q., Han Y.S., Liu H.J., Zhuang J.Q. (2011) The Wenchuan earthquake (May 12, 2008), Sichuan province, China, and resulting geohazards. *Natural Hazards*, 56 (1): 19-36.
- Froehlich D.C. (1995). Embankment dam breach parameters revisited. *American Society of Civil Engineers*, 887-891.
- Froehlich D.C. (1995). Peak outflow from breached embankment dam. *Journal of Water Resources Planning & Management*, 121(1): 90-97.
- Hancox G., Perrin N., Dellow G. (2002) Recent studies of historical earthquake-induced landsliding, ground damage, and MM intensity in New Zealand. *Bulletin of the New Zealand Society for Earthquake Engineering*, 35(2): 59-95
- Hu K., Chen X., Ge Y., Jiang X., Wang Y. (2017). Landslides Triggered by the Ms6.5 Ludian, China Earthquake of August 3, 2014. In: Mikoš M., Casagli N., Yin Y., Sassa K. (eds) *Advancing Culture of Living with Landslides*. WLF 2017. Springer, Cham, pp. 119-129.
- Huang R., Li W. (2008). Research on development and distribution rules of geohazards induced by Wenchuan earthquake on 12<sup>th</sup> May, 2008. *Chinese Journal of Rock Mechanics and Engineering* 27 (12): 2585-2592 (in Chinese)
- Keefer D.K. (1984) Landslides caused by earthquakes. *Geological Society of America Bulletin*, 95(4): 406-421.
- Keefer D.K., Wilson R. (1989). Predicting earthquake-induced landslides, with emphasis on arid and semi-arid environments. *Landslides in a semi-arid environment 2 (PART 1)*: 118-149.
- Keefer D.K. (2000) Statistical analysis of an earthquake-induced landslide distribution—the 1989 Loma Prieta, California event. *Engineering Geology* 58(3): 231–249.
- Larsen I.J., Montgomery D.R., Korup O. (2010). Landslide erosion controlled by hillslope material. *Nature Geosciences* 3(4): 247–251.
- Papadopoulos G.A., Plessa A. (2000). Magnitude–distance relations for earthquake-induced landslides in Greece. *Engineering Geology*, 58(3): 377-386.





- Xu C., Xu X., Shyu J.B.H., Gao M., Tan X., Ran Y., Zheng W. (2015). Landslides triggered by the 20 April 2013 Lushan, China, Mw 6.6 earthquake from field investigations and preliminary analyses. *Landslides*, 12 (2): 365-385.
- Zhou B.F., Li D.J. et al. (1991). The directory of debris flow prevention and control. Science Press, China, p. 92 (in Chinese).



## Change in water environment and aquatic ecology of Himalayan region

**M. Isaac<sup>1</sup>, A.K. Pathak<sup>2</sup>, R.K. Isaac<sup>3</sup>, U. Sharma<sup>4</sup>**

<sup>1</sup>*Center of Biotechnology, Ewing Christian College, University of Allahabad, Allahabad, India, monisha.isaac@gmail.com*

<sup>2</sup>*ICAR-National Bureau of Fish Genetic Research, Lucknow, India, pathakajey@rediffmail.com*

<sup>3</sup>*Vaugh Institute of Agriculture Technology, Sam Higginbottom University of Agriculture Technology and Sciences, Allahabad, India, isaac\_rk@hotmail.com*

<sup>4</sup>*Babasaheb Bhimrao Ambedkar University, Lucknow, India, urvashisharma33@gmail.com*

High rainfalls, climatological changes are the normal phenomenon at the Himalayan region. Freshwater ecosystems contain water and sediment subsystems which support several communities. The high runoff, debris flow and sediment deposition caused due to flash floods at lower reaches is a natural phenomenon. Suspended and deposited sediments impact the aquatic habitats directly through physical effects or indirectly through effects on water clarity or the habitat that rely on for feeding, cover, or reproduction. Elevated levels of suspended sediments can impact fish by physically damaging tissues and organs or by decreasing light penetration and visual clarity in the water, which can cause a range of effects from behavioral changes to mortality. Appearance and disappearance analysis of major water bodies after the major flash flood event of 2013 was conducted for Uttarakhand State of India. The analysis of remote sensing images shows the deposition and movements of large amount of debris to the water bodies at the lower reaches. It has been observed that high velocity of runoff caused during the event, changes the shape of water bodies impacting the habitats life cycle. The severity of the impact may depend on several factors, including sediment concentration, duration or frequency of exposure, particle size and shape, associated pollutants, species, and life stage at time of exposure. It is essential to take sufficient mitigation and protection measures for the fresh water bodies containing habitat in hilly regions for sustainable ecosystem.

*aquatic ecology, sediment, debris flow, Himalayan region*

## Изменение водной среды и водной экологии в Гималайском регионе

**М. Айзек<sup>1</sup>, А.К. Патхак<sup>2</sup>, Р.К. Айзек<sup>3</sup>, У. Шарма<sup>4</sup>**

<sup>1</sup>*Центр биотехнологий, Эвинг Кристиан Колледж, Университет Аллахабада, Аллахабад, Индия, monisha.isaac@gmail.com*

<sup>2</sup>*ICAR-Национальное бюро рыбно-генетических исследований, Лукнов, Индия, pathakajey@rediffmail.com*

<sup>3</sup>*Институт сельскохозяйственных технологий имени Вауха, Университет сельскохозяйственных технологий и наук имени Сэма Хиггинботтма, Аллахабад, Индия, isaac\_rk@hotmail.com*

<sup>4</sup>*Университет имени Бабаसाхеба Бхимрао Амбедркара, Лукнов, Индия, urvashisharma33@gmail.com*



Высокие осадки и изменения климата являются нормальным явлением в Гималайском регионе. Пресноводные экосистемы содержат подсистемы воды и осадконакопления, которые поддерживают некоторые общины. Высокие расходы паводков, селевые потоки и отложение рыхлого материала, вызывают мощные наводнения в низовьях. Взвешенные и осажденные наносы воздействуют на водные среды обитания непосредственно через физические эффекты или косвенно через воздействие на прозрачность воды или среду обитания, в которой происходят питание и размножение рыб. Повышенные уровни взвешенных наносов могут воздействовать на рыбу физически, повреждая ткани и органы или уменьшая проникновение света и прозрачность воды, что может вызвать ряд эффектов от поведенческих изменений до гибели. Анализ состояния и исчезновения основных водных объектов после крупного прорывного паводка 2013 года был проведен для штата Уттракханд, Индия. Анализ изображений дистанционного зондирования показывает осаждение и перемещение большого количества обломков в водоемы в нижнем течении. Было зафиксировано, что высокая скорость потока во время события изменяет форму водоемов, влияющих на жизненный цикл среды обитания. Тяжесть нагрузки может зависеть от нескольких факторов, включая концентрацию наносов, продолжительность или частоту воздействия, размер и форму частиц, связанные с ними загрязнители, виды и фазу жизни организмов во время воздействия. Для устойчивости экосистемы крайне важно принять достаточные меры по смягчению и защите для пресноводных объектов, включающих среду обитания в холмистых районах.

*водная экология, отложения, сель, Гималайский регион*

## Introduction

The aquatic habitats situated in mountains are some of the most sensitive indicators of environmental change [Williamson *et al.*, 2008]. Their high elevation leads to increased exposure to ultraviolet radiation as well as a shortened growing season that aggravates plankton populations due to both temperature and light limitations [Sommaruga, 2001]. Plankton are considered indicators of the different trophic status of a water body, their study provides basic information about entire ecology of pond [Vollenweider, 1968] and they used for pollution surveillance [Prescott, 1939; Lund, 1962; Brook, 1965]. Apart from primary production, phytoplankton act as biological indicators of water quality in pollution studies while, zooplankton occupy a vital role in the trophic structure of an aquatic ecosystem and play a key role in the energy transfer. Freshwater ecosystems contain water and sediment subsystems which support several communities. Sediment with but seasonal fluctuations and catastrophic events markedly affect the physical, chemical and biological structure and integrity of aquatic habitats.

High rainfalls, climatological changes are the normal phenomenon at the Himalayan region. The high runoff, debris flow and, suspended and deposited sediment impacts the aquatic habitats directly through physical effects or indirectly through effects on water clarity or the habitat that rely on for feeding, cover, or reproduction. Elevated levels of suspended sediments can impact fish by physically damaging tissues and organs or by decreasing light penetration and visual clarity in the water, which can cause a range of effects from behavioral changes to mortality.

Many studies have been done on the fish species diversity [Cowley, 2006; Cowley *et al.*, 2007; Hoeinghaus *et al.*, 2007; Haxton and Findlay, 2007; Light and Marchetti, 2007]. The freshwater ecosystem of Himalaya is highly diverse, that is important for the variation of aquatic population. Various studies have been done on the ecology and fish faunal diversity of the hill stream fishes [Kumar *et al.*, 2006, Rautela *et al.*, 2006, Sahu *et al.*, 2006 Haxton and Findlay, 2008].



Life in the aquatic environment is largely governed by physico-chemical characteristics and their stability. Limnological studies of water bodies also provide information about the trophic status which may help in management and conservation [Marchetto *et al.*, 1995]. The ponds are infested with macrophytic vegetation. The ponds receive glacial melt water besides runoff from the surrounding areas. These ponds are subject to high anthropogenic pressure by both local and tourists.

### Brief Review of Problem

Ponds are useful for monitoring long-term changes in freshwater ecosystems caused by a warming climate. It is easier to measure the species richness in ponds than in other freshwater ecosystems because they have clear boundaries, are relatively small in size and are sensitive to environmental changes, such as those caused by climate change. Climate changes has significant impact on high-mountain glacial environment. Rapid melting of snow/ice and heavy rainfall have considerable effects on fresh water ecosystems by adding un precedent amounts of sediment and debris causing danger to fish life. Appearance and disappearance analysis of major water bodies after the major flash flood event of 2013 was conducted for Uttrakhand State of India. The study considers the loss of biodiversity due to physical changes in high elevation Ponds due to disaster from heavy rainfall on 16 to 17 June 2013. It caused burst of moraine dammed Chorabari lake causing flooding of Saraswati and Mandakini Rivers in Rudraprayag district of Uttarakhand. The WIHG meteorological observatory at Chorabari Glacier camp (3820 m a.s.l.) recorded 210 mm rainfall in 12 hours between 15 June and 16 June 2013. The heavy rainfall together with melting of snow in the surrounding Chorabari Lake washed off both the banks of the Mandakini River causing massive devastation to the Kedarnath town.

### Methods and Data Analysis

The study was conducted for the small ponds situated at Latitude 30°44'35.54"N 30°44'42.30"N, Longitude 79°29'39.19"E 79°29'43.25"E, and Altitude of 3,415 m and 3,422 m at Badrinath, Uttarakhand India. Fig. 1, 2 and 3 shows the location of project site and ponds. Both the selected ponds were situated at high altitude Himalayan region near Indo-Tibet boarder in Chamoli district of Uttarakhand. The place is popularly known as Badrinath (an important holly place of India). The Badrinath town is situated in the cold climatic condition of Garhwal hills, on the banks of the Alaknanda River at an elevation of 415 meters. The town lies between the Nar and Narayana mountain ranges and in the shadow of Nilkantha peak, most of the period it was covered by snow. The location and important features of both the ponds have been mentioned in Table 1.



Fig. 1. Location of Uttarakhand in India.



Fig. 2. Location of Ponds at Badrinath, GoogleEarth image (a) September 2011 and (b) March 2014

Table 1. Some important feature of the selected ponds at Badrinath

	<b>Pond - 1</b>	<b>Pond - 2</b>
Type	Natural	Natural
Latitude	30°44'35.54"N	30°44'42.30"N
Longitude	79°29'39.19"E	79°29'43.25"E
Altitude (m)	3,415	3,422
Maximum length (m)	144	92
Minimum width (m)	62	85
Maximum depth (m)	1	1.5
Average depth (m)	0.5	0.5
Source of water	Rain water, Ice melts	

Remote sensing Imagery was used and analyzed in Arc view. Land Sat 5, 30m resolution thematic map before flood event (May 2011) and Landsat 8 imagery after flood (May 2014) was chosen for change Analysis of Classified image was done using NDSI classification.

Daily rainfall and Minimum and Maximum Temperature data from Jan 01, 2013 to December 31, 2013 was used to for analysis. Worldwide literature was reviewed and cited to analyse the possible impact determines the overall role of anthropogenic pressure on select glacial fed ponds.

## Results

### *Climatic Changes and Rainfall*

Mean Annual Rainfall of Himalayan Region is 1175 mm. The Badrinath receives mean annual rainfall from 2000 mm to 2700 mm. In the year of disaster, the annual rainfall was 2681 mm. The most of the rainfall occurs in June to September. Fig. 3. shows the annual distribution of rainfall and Minimum and maximum temperatures. TRMM rainfall measured in eight days from June 10-17, 2018 was observed 391.4 mm. The high rainfall has led to heavy disaster at Badrinath due to bursting of The Chorabari Lake at 2 km upstream of Kedarnath.

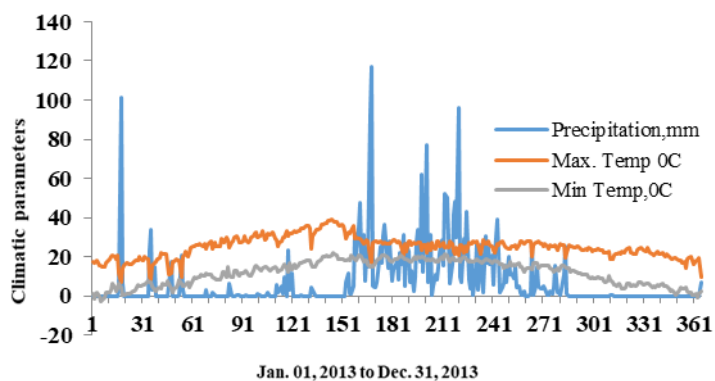


Fig. 3. Variation of climatic parameters in 2013

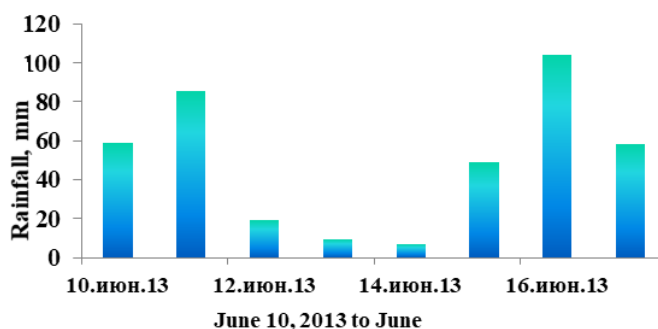


Fig. 4. TRMM Rainfall measured at Badrinath on June 16-17, 2013 leading to disaster. Source: [Allen et al., 2015].

#### *Change in Ponds area*

The present study focuses the change analysis study done for assessment of different land use pattern in and around two major freshwater lakes for Uttarakhand state of India before and after the devastating flash flood event of 2013 using the Landsat images of two different periods before and after flash flood event (May 2011 and May 2014).

The findings from 22.05-hectare area of study including the two freshwater lakes shows 6.3% area increase in deposition of debris, 20.8% area increase in vegetation, 39.2% area conversion in fragmented water patches (Table 2). Further, overall decrease in the lake area and change in shape was also observed. The analysis shows that due to large amount of debris flow in to the ponds the overall classified land shape has been changed. Since there has been sufficient time passed after the flood event the vegetation has been established on the area having large amount of debris. Since the estimated slope towards the pond 1 and Pond 2 was observed to 36% and 45%, the flow velocity at the time of heavy rainfall may have positively supported towards the movement of heavy debris. The remote sensing images shows the deposition and movements of large amount of debris to the water bodies at the lower reaches. It has been observed that high velocity of runoff caused during the event, changes the shape of water bodies impacting the habitats life cycle. The severity of the impact may depend on several factors, including sediment concentration, duration or frequency of exposure, particle size and shape, associated pollutants, species, and life stage at time of exposure.

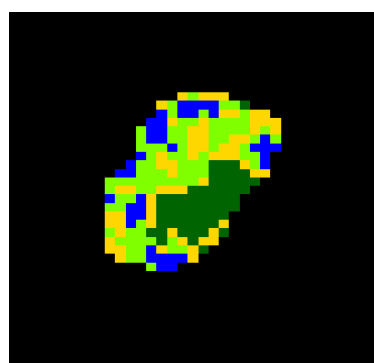


Fig. 5. Change analysis of Classified Image,  
May 2011

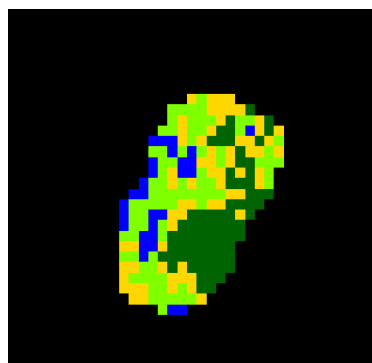


Fig. 6. Change analysis of Classified Image,  
May 2014

Table 2. Classified changes in ponds area

Components	Percentage change after flood
Vegetation	20.833
Rocky area	1.515
Debris	6.329
Water Patches	-39.286

#### *Debris and sediment Deposition and impact on water habitat*

In the ecological studies the factors which affect the species richness are important. The growth and survival of fish fauna depends on the food availability in the water resource. Zooplankton and phytoplankton are the prime food stuffs for the fishes. Not only the food but the physico-chemical conditions of the water, also play a major role in survival of fish faunal diversity. Many ecologists mentioned that the richness and occurrence of fish faunal diversity of any aquatic ecosystem conflicts with the environmental factors surrounding it [Jackson *et al.*, 2001]. Table 3. Shows the impact of suspended sediment on fish species. Elevated levels of suspended sediments can impact fish by physically damaging tissues and organs or by decreasing light penetration and visual clarity in the water, which can cause a range of effects from behavioural changes to mortality. The severity of the impact may depend on several factors, including sediment concentration, duration or frequency of exposure, particle size and shape, associated pollutants, species, and life stage at time of exposure [Collins *et al.*, 2011; Kemp *et al.* 2011]. Most direct effects are caused by the scouring and abrasive action of suspended particles, which damages gill tissues or reduces respiration by clogging gills, leading to decreased resistance to infection or disease, reduced growth, or mortality [Ryan, 1991; Wood & Armitage, 1997]. Small, angular sediment particles can be more damaging to gills than larger or rounded ones (e.g. [Lake & Hinch, 1999]).

The physiological stress caused by exposure to elevated concentrations of suspended sediments over time can make fish more susceptible to infection, parasitism and disease (e.g. fin rot; Herbert & Merkens 1961]. Studies have shown consistent declines in growth rates [Kumar *et al.*, 2012], has indicate the significant role of anthropogenic activity for growth of



planktonic diversity and their distribution. species recorded during investigation were the classic indicators of a shift from oligotrophic (Low productivity) conditions to eutrophic (High productivity) conditions of both the ponds.

Severe gill damage, gill thickening, and clogging tend to occur at relatively high levels of suspended sediments (i.e. >500 mg/L), but this level can differ between species and life stages, with minimal to no damage reported for some species at very high concentrations (e.g. arctic grayling; [McLeay et al. 1987]). The effects of deposited sediments on fish have been shown to be mostly related to habitat degradation and loss – mainly through declines in the quantity and quality of spawning areas, and reduced food supply. High or continuous levels of sedimentation on streambeds can lead to alterations in fish presence and community structure, reduced reproductive success, and increased rates of mortality, particularly of eggs and larvae [Wood & Armitage, 1997; Kemp et al., 2011]. As sedimentation increases, fish may relocate temporarily causing short-term declines in population sizes or may lead to more permanent changes in community composition over time (e.g. [Jowett & Boustead, 2001]).

### Conclusions

Climatic factors and environmental degradation have sizable impact on aquatic life. Observed ponds have shown sufficient decrease in size due to increased debris and vegetative area. Literature shows that suspended and deposited sediment either reduces growth or affects the survival of fish.

It is essential to take sufficient mitigation and protection measures for the fresh water bodies containing habitat in hilly regions for sustainable ecosystem.

There is limited information to set robust guideline values for acceptable sediment concentrations. Most of international guidelines indicated that effects on fish growth occur between 5 and 15 NTU. It is required to setup a standard guideline for deposited and suspended sediments which may be harmful for aquatic populations [Haxton and Findlay, 2007].

Table 3 Summary of the direct effects of suspended sediment (SS) on fish, reported in either turbidity or suspended sediment concentration. The SS measure (concentration or NTU – Nephelometric Turbidity Units) reflects the level at which significant effects were observed. Studies are ordered by increasing SS measure within effect type (e.g. gill damage, growth). (Source: [Cavandagh et al., 2014])

Taxon	SS measure	Duration	Method	Effect	Country	Reference
Gill damage						
Whitetail shiner	100–500 mg/L	21 d	Lab tank	Thickening of gill lamellae	USA	<i>Sutherland &amp; Meyer</i> [2007]
Brown trout	810 mg/L	21 d	Lab tank	Gill thickening	England	<i>Herbert &amp; Merkens</i> [1961]
Rainbow trout	4887 mg/L	64 d	Lab tank	Slight gill thickening	Canada	<i>Goldes et al.</i> [1988]
Redbreast tilapia	35000 mg/L	1–48 h	Lab tank	Severely clogged gills (juveniles)	South Africa	<i>Buermann et al.</i> [1997]
Coho salmon	40000 mg/L	4 d	Lab tank	Damage to gill filaments	Canada	<i>Lake &amp; Hinch</i> [1999]
Redbreast tilapia	60000 mg/L	1–48 h	Lab tank	Severely clogged gills (adults)	South Africa	<i>Buermann et al.</i> [1997]
Various species	104000 mg/L	1 d	In-stream	Gill clogging	Bolivia	<i>Swinkel et al.</i> [2014]
Arctic grayling	250000 mg/L	4 d	Lab tank	No gill damage	Canada	<i>McLeay et al.</i> [1987]
Growth						





Taxon	SS measure	Duration	Method	Effect	Country	Reference
Brook trout	10–40 NTU	12 h	Artificial channel	Reduced growth rate	USA	<i>Sweka &amp; Hartman</i> [2001a]
Long steelheads	25 NTU	14–21 d	Lab channel	Reduced growth	USA	<i>Sigler et al.</i> [1984]
Arctic grayling	100 mg/L		Lab tank	Reduced growth	Canada	<i>McLeay et al.</i> [1984]
Spotfin chub	500 mg/L	21 d	Lab tank	Reduced growth rate	USA	<i>Sutherland &amp; Meyer</i> [2007]
Disease						
Steelhead	2500 mg/L	11 d	Lab tank	Increased susceptibility to pathogen	USA	<i>Redding et al.</i> [1987]
Survival						
Coho salmon	100 mg/L	4 d	Lab tank	Increased mortality	Canada	<i>Lake &amp; Hinch</i> [1999]
Smelt	3000 mg/L	24 h	Lab tank	LC50	New Zealand	<i>Rowe et al.</i> [2009]
Redbreast tilapia	21 000– 24 000 mg/L	1–48 h	Lab tank	LC50 (juveniles)	South Africa	<i>Buermann et al.</i> [1997]
Redbreast tilapia	42 000– 48 000 mg/L	1–48 h	Lab tank	LC50 (adults)	South Africa	<i>Buermann et al.</i> [1997]
Banded kōkopu	43 000 mg/L	24 h	Lab tank	Survival not affected	New Zealand	<i>Rowe et al.</i> [2009]
Īnanga	43 000 mg/L	24 h	Lab tank	Survival not affected	New Zealand	<i>Rowe et al.</i> [2009]
Various species	104 000 mg/L	1d	In-stream	High % mortality	Bolivia	<i>Swinkel et al.</i> [2014]

### References

- Allen S.K., Rastner P., Arora M., Huggel C., Stoffel M. (2016). Lake outburst and debris flow disaster at Kedarnath, June 2013: hydrometeorological triggering and topographic predisposition. *Landslides*, 13(6): 1479–1491. doi 10.1007/s10346-015-0584-3
- Babita Selakoti (2018). Fish Diversity in a Kumaun Himalayan River, Kosi, at Almora Uttarakhand. India. *IJSRM*, 06(02): B-2018-5. doi: 10.18535/ijrsm/v6i2.b02
- Brook A.J. (1965). Planktonic algae as indicators of lake type with special reference to the Desmidiaceae. *Limnol. Oceanogr.* 10, 403-211.
- Bradley J., Richards D., Bahner C. (2005). Debris control structures - evaluation and counter measures. Salem, OR: U.S. Department of Transportation: Federal Highway Administration.
- Buermann Y., Du Preez H.H., Steyn G.J., Smit L. (1997). Tolerance levels of redbreast tilapia, *Tilapia rendalli* (Boulenger, 1896) to natural suspended silt. *Hydrobiologia*, 344: 11–18.
- Cavanagh J.-A.E., Hogsden K.L., Harding J.S. (2014). Effects of suspended sediment on freshwater fish, School of Biological Sciences, University of Canterbury, Private Bag 4800, Christchurch 8140, New Zealand, Ph +64 3 64 2987, <http://www.biol.canterbury.ac.nz/>
- Collins A.L., Naden P.S., Sear D.A., Jones J.I., Foster I.D.L. (2011). Sediment targets for informing river catchment management: international experience and prospects. *Hydrological Processes*, 25: 2112–2129.
- Cowley D.E. (2006). Strategies for ecological restoration of the Middle Rio Grande in New Mexico and recovery of the endangered Rio Grande silvery minnow. *Rev. Fish. Sci.*, 14(12): 169-186.
- Cowley D.E., Wissmar R.C., Sallene R. (2007). Fish assemblages and seasonal movements of fish in irrigation canals and river reaches of the middle Rio Grande, New Mexico (USA). *Ecol. Freshw. Fish*, 16(4): 548–558.
- Goldes S.A., Ferguson H.W., Moccia R.D., Daoust P.Y. (1988). Histological effects of the inert suspended clay kaolin on the gills of juvenile rainbow trout, *Salmo gairdneri* Richardson. *Journal of Fish Diseases*, 11: 23–33.
- Herbert D.W.M., Merckens J.C. (1961). The effect of suspended mineral solids on the survival of trout. *International Journal of Air and Water Pollution*, 5: 46–55.



- Hoeinghaus D.J., Winemiller K.O., Birnbaum J.S. (2007). Local and regional determinants of stream fish assemblage structure: inferences based on taxonomic vs. functional groups. *J. Biogeogr.*, 34(2): 324–338.
- Haxton T.J., Findlay C.S. (2008). Meta-analysis of the impacts of water management on aquatic communities. *Can. J. Fish. Aquat. Sci.*, 65(3): 437–447.
- Jowett I.G., Boustead N.C. (2001). Effects of substrate and sedimentation on the abundance of upland bullies (*Gobiomorphus breviceps*). *New Zealand Journal of Marine and Freshwater Research*, 35: 605–613.
- Jackson D.A., Peres-Neto P.R., Olden J.D. (2001). What controls who is where in freshwater fish communities the roles of biotic, abiotic, and spatial factors. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 58: 157–170. doi: 10.1139/f00-239.
- Kumar K., Rautela K.K., Bisht K.L., Joshi V.D., Rautela A.S., Dobriyal A.K. (2006). Ecological studies on the Biodiversity of river Khoh in the foothills of Garhwal Himalaya. *Journal of Natcon*, 18: 71–80.
- Kemp P., Sear D., Collins A., Naden P., Jones I. (2011). The impacts of fine sediment on riverine fish. *Hydrological Processes*, 25: 1800–1821.
- Kumar P., Wanganeo A., Sonallah F., Wanganeo R. (2012). Limnological study on two high altitude Himalayan ponds, Badrinath, Uttarakhand. *International Journal of Ecosystem*, 2(5): 103–111 doi: 10.5923/j.ije.20120205.04.
- Light T., Marchetti M.P. (2007). Distinguishing between invasions and habitat changes as drivers of diversity loss among California's freshwater fishes. *Conserv. Biol.*, 21(2): 434–446.
- Lund J.W.G. (1962). Phytoplankton from some lakes of northern Saskatchewan and from Great Slave Lake. *Can. J. Botany*, 40: 1499–1514.
- Lake R.G., Hinch S.G. (1999). Acute effects of suspended sediment angularity on juvenile coho salmon (*Oncorhynchus kisutch*). *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 56: 862–867.
- Marchetto A., Mosello R., Psenner R., Bendetta G., Boggero A., Tait D., Tartari G.A. (1995) Factors affecting water chemistry of alpine lakes. *Aquat. Sci.*, 57: 81–89.
- McLeay D.J., Birtwell I.K., Hartman G.F., Ennis G.L. (1987). Response of arctic grayling (*Thymallus arcticus*) to acute prolonged exposure to Yukon placer mining sediment. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 44: 658–673.
- McLeay D.J., Ennis G.L., Birtwell I.K., Hartman G.F. (1984). Effects on arctic grayling (*Thymallus arcticus*) of prolonged exposure to Yukon placer mining sediment: a laboratory study. *Canadian Technical Report of Fisheries and Aquatic Sciences*, 1241: 30–34.
- Prescott G.W. (1939). Some relationship of phytoplankton to limnology and aquatic biology. *Publ. Amer. Assoc. Adv. Sci. publ.*, 10: 65–78.
- Redding J.M., Schreck C.B., Everest F.H. (1987). Physiological effects on coho salmon and steelhead of exposure to suspended solids. *Transactions of the American Fisheries Society*, 116: 737–744.
- Rautela K.K., Bisht K., Joshi K.L., Negi V.D., Rautela K.S., Dobriyal A.K. (2006). Ecological studies on the biodiversity of river Khoh in the foot hills of Garhwal Himalaya, Part-2: Macrozoobenthic analysis. *Aquaculture*, 7: 277–283.
- Rowe D.K., Hicks M., Smith J.P., Williams E. (2009). Lethal concentrations of suspended solids for common native fish species that are rare in New Zealand rivers with high suspended sediment loads. *New Zealand Journal of Marine and Freshwater Research*, 43:1029–1038.
- Ryan P.A. (1991). Environmental effects of sediment on New Zealand streams: a review. *New Zealand Journal of Marine and Freshwater Research*, 25: 207–221.
- Ryan N. Tyler (2011). River Debris: Causes, Impacts, and Mitigation Techniques. Prepared for Ocean Renewable Power Company by the Alaska Center for Energy and Power, April 13, 2011.
- Sigler J.W., Bjornn T.C., Everest F.H. (1984). Effects of chronic turbidity on density and growth of steelheads and coho salmon. *Transactions of the American Fisheries Society*, 113: 142–150.
- Sommaruga R. (2001). The role of solar UV radiation in the ecology of alpine lakes. *Journal of Photochemistry and Photobiology, B: Biology* 62: 35–42.
- Sutherland A.B., Meyer J.L. (2007). Effects of increased suspended sediment on growth rate and gill condition of two southern Appalachian minnows. *Environmental Biology of Fishes*, 80: 389–403.
- Effects of suspended sediment on freshwater fish Landcare Research Page 21
- Sweka J.A., Hartman K.J. (2001). Effects of turbidity on prey consumption and growth in brook trout and implications for bioenergetics modeling. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 58: 386–393.
- Swinkel L.H., Van de Ven M.W.P.M., Stassen M.J.M., Van der Velde G., Lenders H.J.R., Smolders A.J.P. (2014). Suspended sediment causes annual acute fish mortality in the Pilcomayo River (Bolivia). *Hydrological Processes*, 28: 8–15.
- Vollenweider R.A. (1968). Scientific fundamentals of the eutrophication of lakes and flowing waters, with particular reference to nitrogen and phosphorus as factors in eutrophication OECD. Paris. Tech Report DA 515C116827, 250 p.



- Williamson C.E., Dodds W., Kratz T.K., Palmer M.A. (2008). Lakes and streams as sentinels of environmental change in terrestrial and atmospheric processes. *Frontiers in Ecology and the Environment*, 6: 247-254.
- Wood P.J., Armitage P.D. (1997). Biological effects of fine sediment in the lotic environment. *Environmental Management*, 21: 203–217.



## Climate change and flash floods in Himalayan region

**R.K. Isaac<sup>1</sup>, S. Shakti<sup>2</sup>, M. Hardeep<sup>2</sup>, M. Isaac<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>*Vaugh Institute of Agriculture Technology, Sam Higginbottom University of Agriculture Technology and Sciences, Allahabad, U.P. India, Isaac\_rk@hotmail.com*

<sup>2</sup>*SIET Sam Higginbottom University of Agriculture Technology and Sciences, Allahabad, U.P. India*

<sup>3</sup>*Center of Biotechnology, Ewing Christian College, University of Allahabad, U.P. India*

Flash floods are being commonly observed in many parts of world. Uttarakhand state of India is highly vulnerable to climate mediated risks. The study analyses the last 35 years climatological changes and historical flash flood events in the Uttarakhand state of India. Change in land forms and loss of soil has been assessed for the years of major flash flood events by using Remote sensing images. Study shows that the large amount of soil displacement from higher slopes due to flash flood impacts. Sudden rise and rapid fall of water levels, as well as the high flow velocities combined with large sediment, transports large amount of debris at the lower reaches causing heavy amount of soil losses. Excess rainfall events are the major cause of receding glaciers and upwardly moving snowline and depleting natural resources. Erratic rainfall events leading to flash floods, induces changes in water resources and causes landslides to glacial melt in the Himalayas. Increased flood events are affecting water resources and are increasing the chances of deteriorating water quality and quantity within the next few decades. Study shows that the debris flow control, flood control and flood risk management demands area specific special procedures for disaster mitigation and Management.

*flash floods, climatological changes, debris flow, Himalayas*

## Изменения климата и селевые паводки в Гималайском регионе

**Р.К. Айзек<sup>1</sup>, С. Шакти<sup>2</sup>, М. Хардип<sup>2</sup>, М. Айзек<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>*Институт сельскохозяйственных технологий имени Вауха, Университет сельскохозяйственных технологий и наук имени Сэма Хиггинботтома, Аллахабад, Индия, isaac\_rk@hotmail.com*

<sup>2</sup>*Университет сельскохозяйственных технологий и наук имени Сэма Хиггинботтома, Аллахабад, Индия*

<sup>3</sup>*Центр биотехнологий, Эвинг Кристиан Колледж, Университет Аллахабада, Аллахабад, Индия, monisha.isaac@gmail.com*

Селевые паводки наблюдаются во многих частях мира. Штат Уттаракханд, Индия очень уязвим для рисков, связанных с климатом. В исследовании анализируются последние климатические изменения и исторические события селевых паводков в штате Уттаракханд за 35 лет. Изменение морфологии рельефа и потери почвы были оценены за несколько лет крупных селевых событий, используя изображения дистанционного зондирования. Исследование показало, что большое количество обвалов и оползней из-за внезапного наводнения вызывает подъем и последующее быстрое падение уровня воды, а также высокие скорости течения. Большое



количество рыхлого материала переносится селевыми паводками в нижнее течение, что приводит к значительному снижению качеств почвы. Экстремальные осадки являются основной причиной отступления ледников, быстрого смещения снеговой линии и истощения природных ресурсов. Неожиданные осадки, ведущие к внезапным наводнениям, вызывают изменения водных ресурсов и приводят к оползням и таянию ледников в Гималаях. Возрастающее количество наводнений влияет на водные ресурсы и усиливает ухудшение качества и количества воды в течение последующих нескольких десятилетий. Исследование показывает, что контроль селей и селевых паводков и управление рисками наводнений требуют особых специальных процедур для смягчения последствий бедствий и для управления.

*селевые паводки, изменения климата, сель, Гималаи*

## Introduction

Flash floods are being commonly observed in many parts of world. Large-magnitude debris flows in alpine basins are widely documented in the scientific and technical literature. Past flash floods and debris flow events have often caused high numbers of casualties [Alcoverro *et al.* 1999], A flash flood is defined as a flood which follows shortly (i.e. within a few hours) after a heavy or excessive rainfall event [Georgakakos, 1986; Sweeney, 1992; Borga *et al.*, 2007] and consequently, the important hydrologic processes are occurring on the same spatial and temporal scale as the intense precipitation. These kinds of events represent an important problem in Europe, especially in many Mediterranean catchments, as well as in many other temperate areas in the world, resulting from severe rain clouds, which can produce thunderstorms or [Doswell III *et al.*, 1996] mainly of convective origin that occur locally, typical in these regions.

Flash floods causes serious damages and economic losses. [Huet *et al.*, 2003], Importantly, flash floods and debris flow also pose a serious risk to people, as water depths and velocities can increase within a short time. Past flash floods and debris flow have often caused high numbers of casualties; over 80 people, for example, lost their lives in the 1996 Biescas flood in Spain [Alcoverro *et al.*, 1999].

Hydrogeomorphologic processes are a key driver of sediment transfer in mountain watersheds [Stoffel and Wilford, 2012]. In many parts of the world, flash floods are the most destructive natural hazard often resulting in a large amount of damage and fatalities. Approximately 40% of the flood-related deaths in Europe between 1950 and 2006 were linked to flash floods [Barredo, 2007]. 2 people died in the flash flood and debris flow on Cable Canyon in San Bernardino County in California in 2003 [Restrepo *et al.* 2009] and 19000 people were killed in the Cordillera de la Costa, Vargas (Venezuela) flash flood and debris flow disaster in 1999 [Larsen *et al.* 2002].

Flash floods are caused by short duration, high intensity, localized rainfall events. They differ from most other fluvial floods in that the lead time for warnings is generally very limited (e.g. often much less than two hours). They usually occur on catchments draining less than 1,000 km<sup>2</sup> with response times of a few hours or less [Borga *et al.*, 2008; Gaume and Borga, 2008].

## Brief Review of Problem

Uttarakhand state of India is highly vulnerable to climate mediated risks. These events represent an important problem in Uttarakhand hilly areas, consequently having sudden increase in water depths and flow velocities, causing serious damages and economic losses and large amount of debris is collected at the lower ends. Most of the slopes are poorly vegetated and, consequently, rainfall that is normally absorbed by vegetation can run off almost instantly. All these characteristics make those catchments prone to flash flood formation, as demonstrated by events that occurred in the area flood prone areas. Putting together the available meteorological

and hydrological data a better insight of temporal and spatial variability of the rain storm, the soil moisture conditions and flash flood can be obtained. Further, GIS tools can be used to calculate debris in the lower catchments.

### Methods and Data Analysis

Uttarakhand is one of the hilly states in the Indian Himalaya. It lies in the northern part of India between the latitudes  $28^{\circ}43' N$  and  $31^{\circ}27' N$  and longitudes  $77^{\circ}34' E$  and  $81^{\circ}02' E$ , Fig. 1. The elevation ranges from 210 to 7817 m. The state shares its border with China (Tibet) in the north, Nepal in the east, inter-state boundaries with Himachal Pradesh in the west and north-west and UP in the south. Precipitation is received mostly in the form of monsoon rainfall from June to September. However higher reaches experience snowfall in the months of December, January and February. The average rainfall of the region is between 1250mm and 2000mm and of this maximum is recorded in the elevation zone of 1000 to 2000 m. The average annual temperature of region ranges from  $25^{\circ}$  celsius in the south to sub-zero in the north.

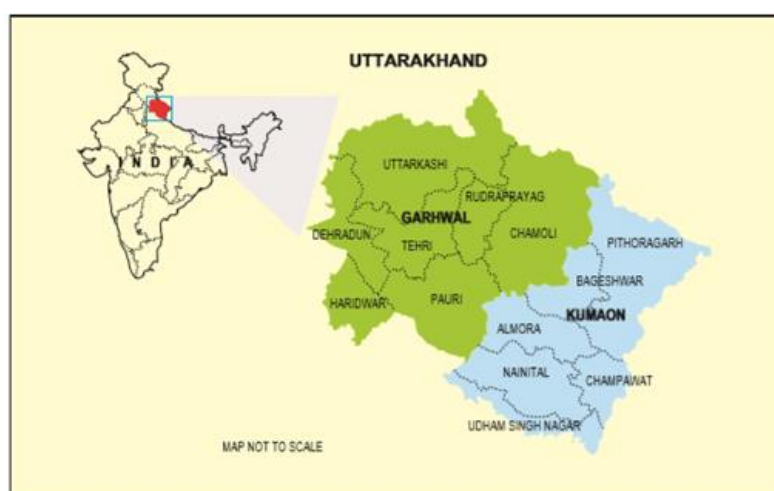


Fig. 1. Map of Uttarakhand state, India

Forests covers 62.54 per cent of the total reported area of the state in Uttarakhand. A significant proportion of land (5.55%) is agricultural wasteland, which together with fallow lands can be brought under cultivation. The agricultural in the hill region has small and fragmented land holdings, small-sized terraced fields. The state has very low availability of irrigation, little use of modern technological inputs like power, fertilizer and high yielding varieties of seeds.

The study was conducted for Upalda and Pauri areas of Garwal Hills. The past study shows that Pauri has received three flash flood events in 2010. No major and minor flood event has been reported from 2011 to 2014. The climatic parameters of 35 years 1979 to 2014 was analysed. Runoff for the area was estimated by curve number method.

The remote sensing images of 2009 and 2014 of Upalda for resource satellite, LISS III of spatial resolution 23.5 m, was analyzed and classified. Rainfall, temperature and humidity data of Pauri, latitude  $30^{\circ} 08' 49.62'' N$  and longitude  $78^{\circ} 46' 28.34'' E$ , 1688 m Elevation was analysed and correlated with the debris collected Uphalda, latitude,  $30^{\circ} 12' 47.22'' N$  and longitude,  $78^{\circ} 45' 19.49'' E$ , 587 m Elevation.

### Results

The study analyses the last 35 years climatological changes and historical flash flood events in the Uttarakhand state of India. The climate of this relatively small state varies from tropical to alpine. This wide range of climatic conditions is present mainly due to altitudinal variation but degree and direction of slope, the vegetal cover and presence of water bodies also make substantial impact on rapid and unpredictable change in micro-climate and local weather.



### Climate Change in Himalayan Region

The temperature and rainfall, the two most prominent climatic factors, show large spatial variation over the region as well as from valley bottom to hilltop within the same region. Fig 2 shows the total annual precipitation of Pauri for 35 years. A total increase of 06.7 % have been reported in 35 years. Figure shows that total rainfall in 2010 was exceptionally high. The study shows that configuration and altitudinal peculiarities of mountain ranges of the Himalaya are responsible for the variation of climate within the mountain province itself. Fig 3. Shows the analysis of daily maximum precipitation from 1979 to 2014 shows that there are three major years of events in last 35 years 1994, 2000 and 2010 in the Pauri area of Utrkhand. Three major flood events of flash flood have been reported in 2010.

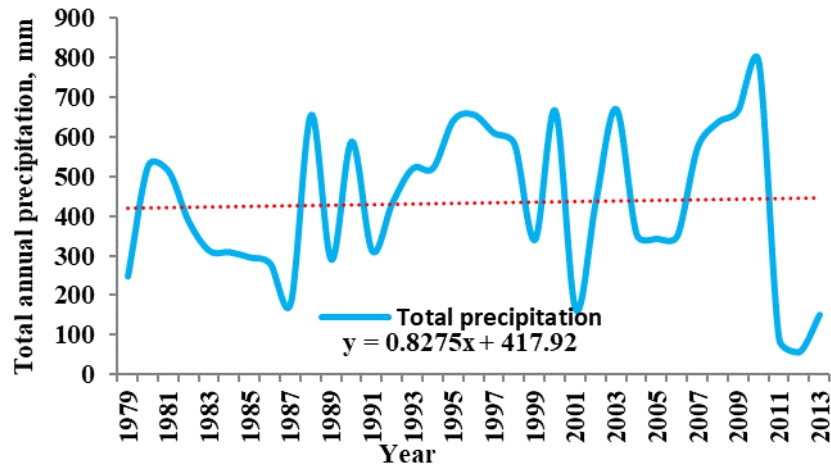


Fig. 2. Total annual precipitation at Pauri

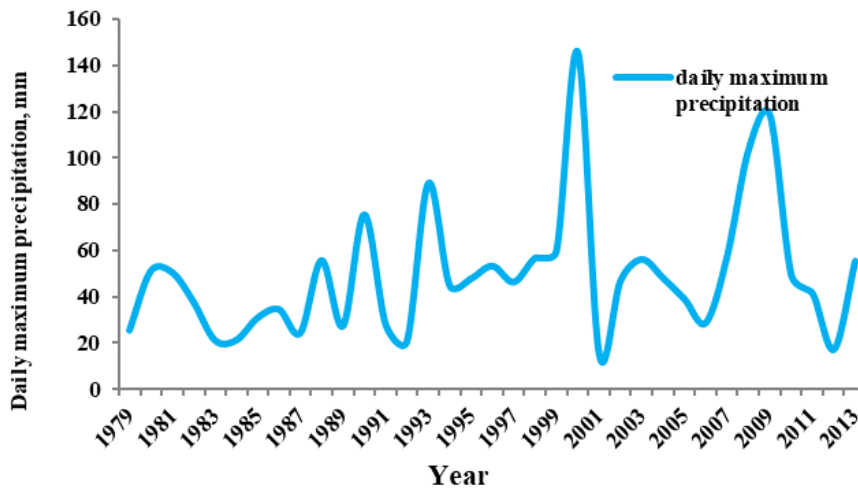


Fig. 3. Daily maximum precipitation at Pauri

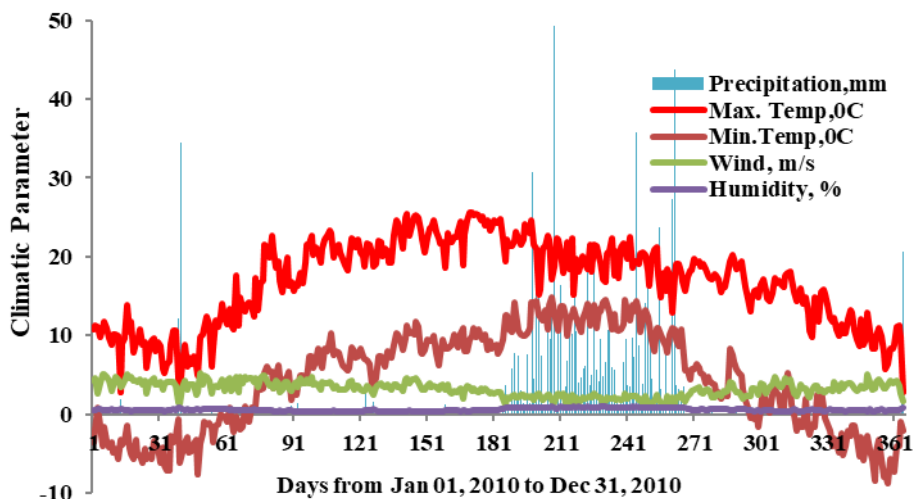


Fig. 4. Variation in climatic parameters of 2010

#### *Flash floods and Antecedent Moisture Conditions*

Fig. 4. shows the Variation in all climatic parameters in 2010. It is evident that maximum temperature for the duration have been reduced whereas the minimum temperature has been increased. Nearly 95% of rainfall has been occurred from July 01 to September 30, causing higher rate of soil saturation. Low wind velocity and high humidity were the normal features for that duration. Figure 5. Shows that the continuous precipitation during three months duration in 2010 followed be higher 5 days antecedent moisture conditions for at least 5times and again with high rainfall events has caused the 3 major flash flood events in the area. The elevation difference of 1101 m has increased the flood velocity and very high rate of debris movement from the higher reaches was seen.

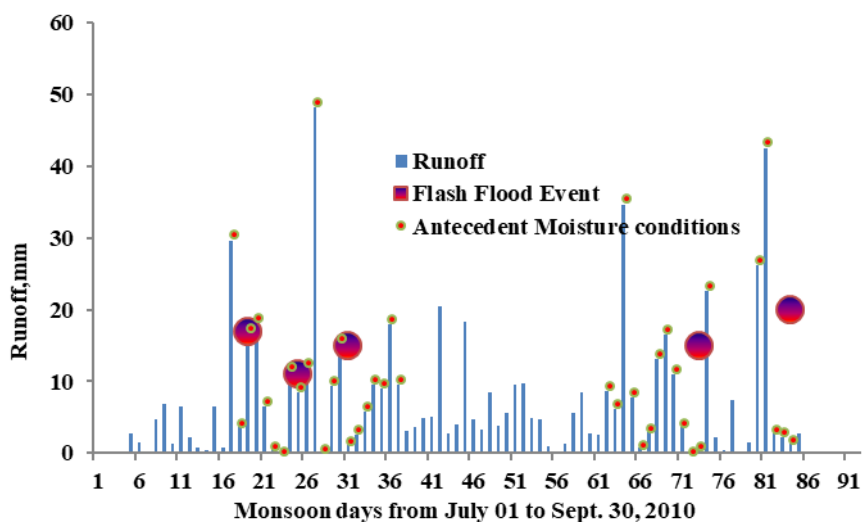


Fig. 5. Flash flood and runoff at varying antecedent moisture conditions

#### *Debris collection and Change in Land forms*

Change in land forms and loss of soil has been assessed for the years of major flash flood events by using Remote sensing images. Study shows that the large amount of soil displacement from higher slopes due to flash flood impacts. Sudden rise and rapid fall of water levels due to very high antecedent moisture conditions, as well as the high flow velocities combined with large sediment, transports large amount of debris at the lower reaches causing heavy amount of soil losses in the area. It is evident from the Fig. 6. and Fig. 7. that remarkable change has been



taken place at the lower reach after the flash flood events of 2010. Table 1. Shows the change in land use at lower reaches. Study show that the 3 major flash flood events followed by high runoff throughout the season has efficiently contributed to soil loss. Sediment loss has been increased to 65% followed by increase in barren area to 402%.

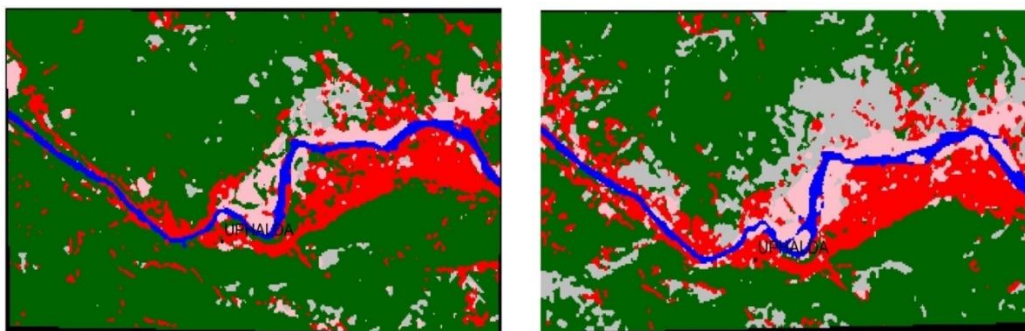


Fig. 6. Remote sensing Image of Uphalda 2009. Fig. 7. Remote sensing Image of Uphalda 2014.

Table 1. Land Use classification for Uphalda, Uttarakhand.

	<b>2009</b>	<b>2014</b>	
<b>class</b>	<b>Area (m<sup>2</sup>)</b>	<b>Area (m<sup>2</sup>)</b>	<b>% increase</b>
River	45026	47370.5	05.207
Build-up area	207881	220900	06.2627
Forest	1123230	827505.5	-26.328
Sedimentation	85657.5	141564	65.2675
Barren land	55765.5	280220	402.4971
Total	1517560	1517560	0

### *Need for Ecological Sustainability*

Experience with extreme floods during recent years has shown that structural measures alone cannot guarantee sufficient protection, however, and new approaches are needed Manfred Spreafico (2006). There is substantial increase in damage potential in the selected area as well as other hill areas. due to intense land use and increase in economic value, in channelized rivers runoff concentration time is affected, often causes higher flood peaks; a lack of space and retention areas to manage large-scale events; poor maintenance of structures and river beds and changes in runoff as a result of climate change and variations contributes more to potentials impact.

A sustainable flood protection policy has therefore been suggested for land-use planning, maintenance of the systems and to implement structural measures, Figure 6. It has been suggested that environmental concerns, flood protection and soil conservation measures, economic factors and participatory management must be included in the planning process for early benefits.

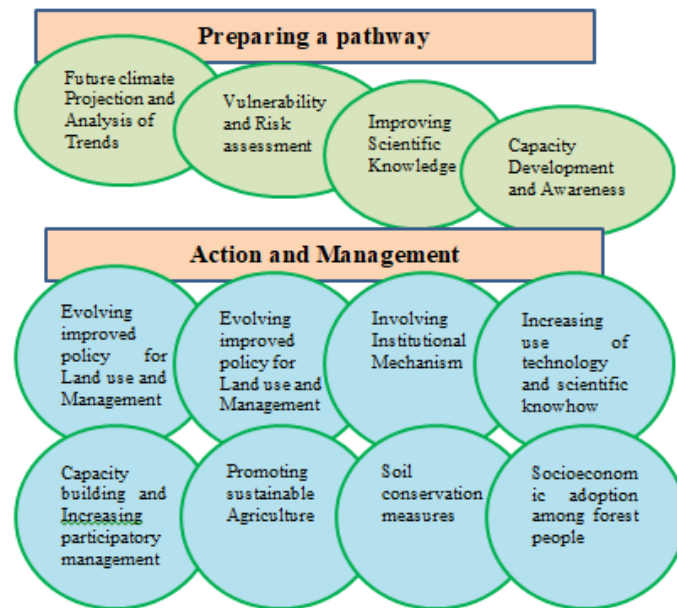


Fig. 6. Policy Action Plan for sustainable Development.

### Conclusions

It was observed that excess rainfall events followed by high antecedent moisture conditions for more than 5 days are the major cause of flash floods in the area. Receding glaciers and upwardly moving snowline and depleting natural resources further contribute to the events. Erratic rainfall events leading to loosening of soil, induces changes in water resources, causes landslides and glacial melt in the Himalayas. Increased flood events are affecting water resources and are increasing the chances of deteriorating water quality and quantity within the next few decades. The debris flow control, flood control and flood risk management demand area specific special procedures for disaster mitigation and Management.

### References

- Anonymous (2015). Uttarakhand: Need for a comprehensive eco-strategy, Editor R.P. Dhasmana, co-editor Vijay Laxmi Dhoundiyal, V.K. publishers, New Delhi-110 067.
- Alcoverro J., Corominas J., Gómez M. (1999). The Barranco de Arás flood of 7 August 1996 (Biescas, Central Pyrenees, Spain). *Engineering Geology*, 51(4): 237-255.
- Barredo J.I. (2007). Major flood disasters in Europe: 1950-2005, *Journal of Natural Hazards*, 42(1): 125-148.
- Borga M., Boscolo P., Zanon F., Sangati M. (2007). Hydro meteorological analysis of the 29 August 2003 flash flood in the Eastern Italian Alps. *Journal of Hydrometeorology*, 8(5): 1049-1067.
- Borga M., Gaume E., Creutin J.-D., Marchi L. (2008). Surveying flash floods: Gauging the ungauged extremes. *Hydrological Processes*, 22(18): 3883-3885, 30 August 2008. California Department of Transportation, 2009. Highway design manual
- Gaume E., Borga M. (2008). Post-flood field investigations in upland catchments after major flash floods: proposal of a methodology and illustrations. *Journal of Flood Risk Management*, 1: 175-189.
- Gaume E., Bain V., Bernardara P. (2008). Primary Flash flood Data. Work Package 1 Report for HYDRATE, EC Project No. GOCE-CT-2004505420.
- Georgakakos K.P. (1986). On the Design of National, Real-Time Warning Systems with Capability for Site-Specific, Flash-Flood Forecasts. *B. Am. Meteorol. Soc.*, 67(10): 1233-1239.
- Larsen M., Wiczorek G., Eaton L., Morgan B., Torres-Sierra H. (2002). Natural hazards on alluvial fans. The Venezuela debris flow and flash flood disaster.
- Manfred Spreafico (2006). Flash floods in mountain areas, climate variability and change — hydrological impacts (Proceedings of the Fifth Friend World Conference held at Havana, Cuba, November 2006), IAHS Publ. 308.
- Sweeney T.L. (1992). Modernized areal flash flood guidance, US Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, National Weather Service, Office of Hydrology. 36.



- Restrepo P., Cannon S., Laber J., Jorgensen D., Werner, K. (2009). NOAA/USGS demonstration flashflood and debris-flow early-warning system for recently burned areas in Southern California, USA. Proc., 7th International Conference on Geomorphology. Australia.
- Stoffel M., Wilford D.J. (2012). Hydrogeomorphologic processes and vegetation: disturbance, process histories, dependencies and interactions. *Earth Surface Processes and Landforms*, 37: 9-22.



## How to effectively monitor geomorphic changes in debris-flow channels

**K. Keilig<sup>1,2</sup>, A. Dietrich<sup>1</sup>, M. Krautblatter<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>*Technical University of Munich, Munich, Germany, kp.keilig@tum.de*

<sup>2</sup>*Baugeologisches Buero Bauer GmbH, Munich, Germany*

Debris flows are among the most hazardous landslides. It is hypothesized that climate change leads to an increasing number of debris-flow events in alpine regions [e.g. *Dietrich et al., 2017*]. In June 2015 a rainfall event of about 90 mm in 45 min triggered two debris flows near Oberstdorf (Bavaria, Germany) in the Northern Alps. The debris flows resulted in damage costs of several million Euros and over 300 citizens had to be evacuated. In order to quantify the event magnitude and to monitor geomorphic changes after the event, high resolution digital elevation models (DEMs) were derived from terrestrial laser scanning (TLS) on several dates in the Roßbichelgraben. To avoid areas without data, the 800 m long channel was observed with over 70 laser scan positions on each date and DEMs of difference (DoDs) were calculated with spatially variable uncertainty. Simultaneously, DEMs were derived photogrammetrically from images taken with an unmanned aerial vehicle (UAV). Therefore, the structure from motion – multi-view stereo workflow (SfM-MVS) was used to create point clouds from images. The performed change detection shows that both methods provide reliable and similar results and can be both used to monitor geomorphic changes in debris-flow channels.

*debris flow, unmanned aerial vehicle (UAV), structure from motion, terrestrial laser scanning (TLS), geomorphic change detection*

## Как проводить эффективный мониторинг изменений рельефа селевых русел

**К. Кайлиг<sup>1,2</sup>, А. Дитрих<sup>1</sup>, М. Краутблаттер<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>*Мюнхенский технический университет, Мюнхен, Германия, kp.keilig@tum.de*

<sup>2</sup>*Baugeologisches Buero Bauer GmbH, Мюнхен, Германия*

Селевые потоки относятся к числу наиболее опасных типов природных явлений. Высказывается гипотеза о том, что изменение климата приводит к увеличению числа событий, связанных с селями в альпийских регионах (например, [*Dietrich et al., 2017*]). В июне 2015 года количество осадков около 90 мм за 45 минут вызвало два селевых потока вблизи Оберстдорфа (Бавария, Германия) в Северных Альпах. Сели привели к ущербу в размере нескольких миллионов евро, и более 300 граждан пришлось эвакуировать. Чтобы количественно оценить величину события и контролировать геоморфологические изменения после события, были получены цифровые модели рельефа (DEM) путем наземного лазерного сканирования (TLS) на несколько дат в Россбихелграбене. Чтобы избежать областей без данных, русло длиной 800 м наблюдалось с более чем 70 положений лазерного сканера на каждую дату, и разница между DEM была рассчитана с пространственной неопределенностью. Одновременно DEM были получены фотограмметрически с изображений, снятых с беспилотного летательного аппарата (БПЛА). Поэтому для создания точечных облаков из изображений использовалась структура из



многопользовательского стереопроцесса (SfM-MVS). Выполненное обнаружение изменений показывает, что оба метода обеспечивают надежные и сходные результаты и могут использоваться для мониторинга геоморфологических изменений в селевых руслах.

*сель, беспилотный летательный аппарат (БПЛА), структура движения, наземное лазерное сканирование (TLS), мониторинг изменений рельефа*

## Introduction

Debris flows have caused nearly 80,000 fatalities worldwide between 1950 and 2011 [Dowling *et al.*, 2014] and lead to costs of approx. 30 million € every year in Austria [Oberndorfer *et al.*, 2007]. Intense rainfall events are known to be a typical triggering mechanism for debris flows [e.g. Zimmermann *et al.*, 1997]. Investigations of Scherrer *et al.* [2016] have shown that frequency and intensity of such events have generally increased in the past 100 years, which applies particularly for the northern slopes of the Alps. Results of different climatic models show that this development is expected to persist or even intensify [Frei *et al.*, 2006; Rajczak *et al.*, 2013]. This leads to an increasing probability for the occurrence of debris flows, which has already been observed by several authors [e.g. Stoffel *et al.*, 2006; Dietrich *et al.*, 2017].

Knowing the magnitude of possible debris flows is very important for a variety of tasks, like the efficient design of retaining structures or the calibration of numerical models [Jakob, 2005]. However, the volume of a debris flow is highly depending on the entrainment of material during the event [Hungr *et al.*, 2005]. Different methods have been developed for volume estimations: empirical correlations with varying characteristics of the watershed [e.g. Rickenmann *et al.*, 2010], geometrical approximations of the volume of debris-flow cones [e.g. Rickenmann *et al.*, 2013] or geometrical mapping of the debris-flow channel [e.g. Gertsch, 2009]. While these conventional methods are relatively easy to use and can deliver a fast and often good estimation of debris-flow volumes, their application can be subjective or limited to a particular region.

With LiDAR and UAV technology and high-end technical infrastructure becoming accessible to more people, studies that determine debris-flow volumes by topographic surveys of torrents have increased in recent years. While investigations with LiDAR-derived data (i.e. airborne and/or terrestrial laser scanning) have been carried out by several authors [e.g. Bremer *et al.*, 2012; Blasone *et al.*, 2014; Theule *et al.*, 2015], studies with photogrammetrically derived data remain rare [e.g. Sotier *et al.*, 2013; Adams *et al.*, 2016]. This work focusses on the difficulties and differences in data acquisition with TLS and UAV. It shows (i) what problems can occur in TSL data acquisition, (ii) how they can be addressed and (iii) what new possibilities are offered by UAV.

## Study site

The study site is located near Oberstdorf in the Northern Calcareous Alps in southern Germany (Fig. 1). The studied part of the channel is 800 m long, descends with an average angle of 19° and lies between 1410 m and 1220 m a.s.l. A debris flow occurred on 14 July 2015, which was triggered by an exceptionally intense inductive rainstorm event (90 mm in 45 min).

The main source for debris is the Late Triassic Hauptdolomit, which is known to have formed large taluses in the Alps by weathering [Scholz, 2016] and forms the bedrock in the upper parts of the channel [Zacher, 1990]. The rock formation can reach a thickness of up to 1,000 m [Scholz, 2016]. While the original bedding is widely spaced, closely spaced joints have been formed during the deformation by the alpine orogenesis [Scholz, 2016]. A smaller part of the debris consists of sandstones of the Rehbrengraben-Formation that forms the bedrock in the lower parts of the channel [Zacher, 1990]. Alternating marly claystones and quartz-rich



sandstones are characteristic for this flysch rock formation that was deposited in the Cretaceous as a result of turbidites [Zacher, 1990; Scholz, 2016].

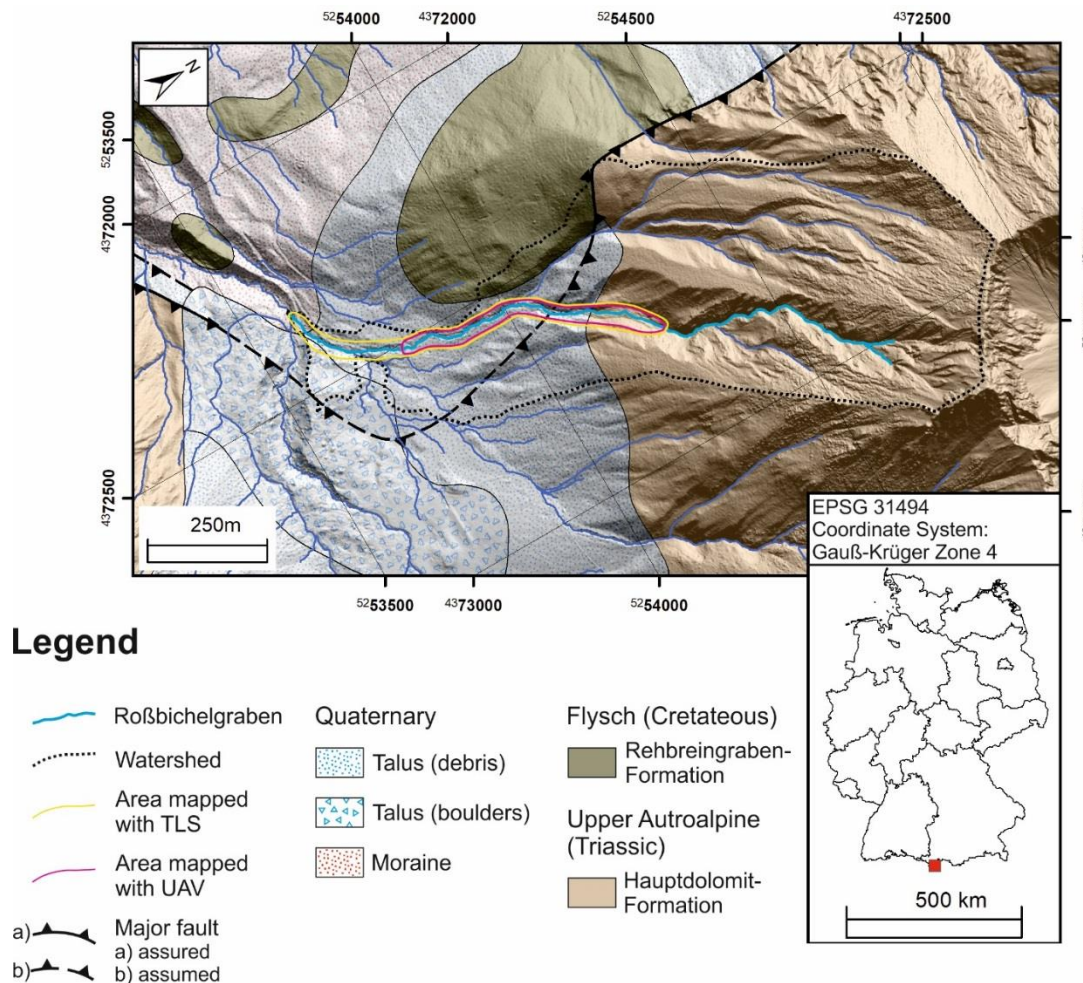


Fig. 1. Location of the surveyed Roßbichelgraben in southern Germany. Hillshade provided by Bavarian Land Surveying Office; geological information after [Zacher, 1990].

## Methods

### Terrestrial Laser Scanning

Laser measurements were made with a VZ-400 by Riegl LMS. The device uses laser pulses of near infrared wavelength with a measurement rate of 122,000 pts/s. The first survey was carried out on 21 June 2015 with 26 scan positions, 7 days after the event to estimate the magnitude of the event. Two surveys were carried out in 2016 and five in 2017 in order to monitor geomorphic changes in the channel. To minimize occlusion in the resulting point clouds the number of scan positions increased to nearly 80 at each survey date. The increment during the scanning process was at least  $0.06^\circ$ , which corresponds to a point distance of 1 cm at a distance of 10 m.

Point clouds were processed in RiSCAN Pro. Registration was performed in two steps. Firstly, the point clouds were registered using a point-to-point registration with four identical points in two corresponding point clouds. This resulted in a standard deviation of differences between point clouds of 2-8 cm. Secondly, to refine the registration, a multi station adjustment was carried out using plane patches. This method is a feature-based registration comparing planes that can be identified with an algorithm and represent small areas of the point clouds (Fig. 3). By comparing these planes, the standard deviation of differences between point clouds dropped to 0.2-1 cm. Registration of consecutive point clouds was executed with reference to

the previous point cloud following the approach of *Schürch et al.* [2011]. The registered point clouds were filtered to remove errors and vegetation and to reduce and homogenise point density with a variety of automatic algorithms.

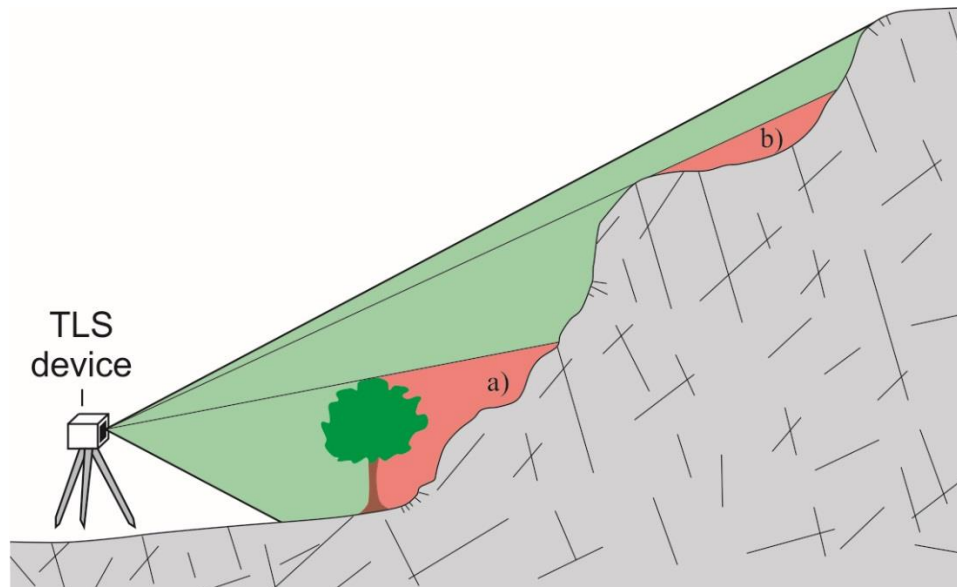


Fig. 2. Occlusions (red) in TLS point clouds can have different reasons. a) a tree blocking the field of view causing occlusion; b) topography of a rock face or embankment causing occlusion. After [Abellán *et al.*, 2014]

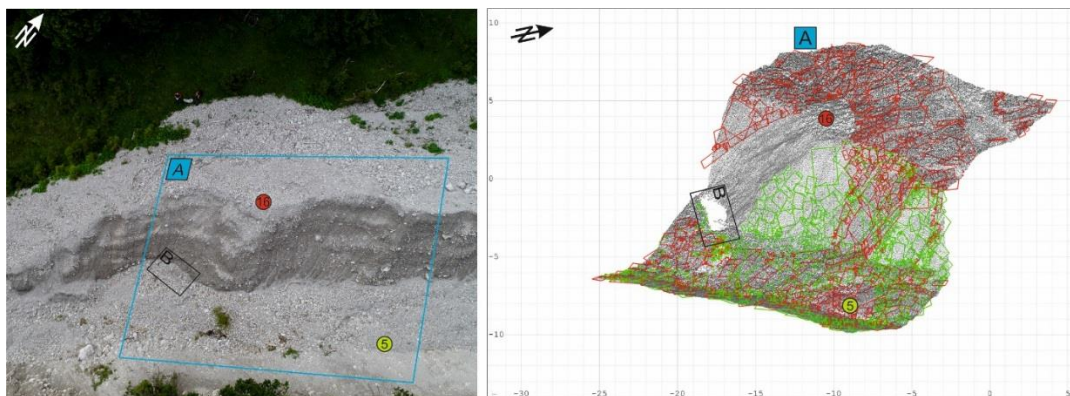


Fig. 3. Plane patches were used to register the point clouds. Left: Image of the channel embankment. Right: Point cloud of area A (left) with plane patches of scan position 5 (green) and 16 (red). B: Area without data points due to occlusion

### Unmanned aerial vehicle

In 2017, an UAV was used to map the channel on four occasions simultaneously to the TLS surveys. The used UAV was a DJI Phantom 4 Pro, a low-cost drone with a 20-megapixel camera. Due to more dense vegetation and limitations in flight time in the lower parts, the UAV mapping was exclusively carried out in the upper 550 m of the channel. Images were taken every two seconds. The shutter speed, aperture and ISO were set manually. To fulfil the requirements for optimal 3D reconstruction [e.g. *Westoby et al.*, 2012], the images were taken with four different camera orientations. Spatial information of the images was given by the UAVs internal GNSS system.

We processed the images with Agisoft PhotoScan Pro. The software offers a complete workflow of SfM-MVS, from image filtering, keypoint matching to dense cloud generation. However, the functioning of the single algorithms is mainly secret and unknown making the

program a “black box”. Images were processed following the predefined workflow of PhotoScan Pro. After aligning the images (structure-from-motion algorithm), we used the gradual selection tool to filter the resulting sparse cloud in order to minimize errors before calculating the dense cloud (multi-view stereo algorithm). Ground control points (GCPs) were identified in the TLS point clouds and implemented in Photoscan Pro.

In a final step the dense cloud was filtered in RiSCAN Pro to remove erroneous points and vegetation and to reduce and homogenize point density.

### Geomorphic change detection

The point clouds derived with TLS and UAV were interpolated into DEMs in ArcGIS (v. 10.4). Geomorphic changes were calculated with the plugin GCD (v. 6.1.14) developed by *Wheaton et al.*, [2010] resulting in DEMs of difference (DoD). As this method is a 2.5D based calculation, it has disadvantages in very steep areas. However, it is possible to calculate volume errors with a spatially variable error model, which is a major advantage over the 3D calculation with the M3C2 algorithm developed by *Lague et al.* [2013]. Uncertainties were considered using a fuzzy inference system (FIS) that considers, that DEM uncertainty is higher in areas with low point density and steep slopes [e.g. *Wheaton et al.*, 2010; *Schürch et al.*, 2011; *Blasone et al.*, 2014].

## Results

During processing of the first survey it became clear, that although 26 scan positions were used to map the channel (in average every 30 m) there still remain some occluded areas (Fig. 4 A). By substantially increasing the number of scan positions to nearly 80 (in average every 10 m), we managed to map all parts of the channel almost completely without occlusions (Fig. 4 B).

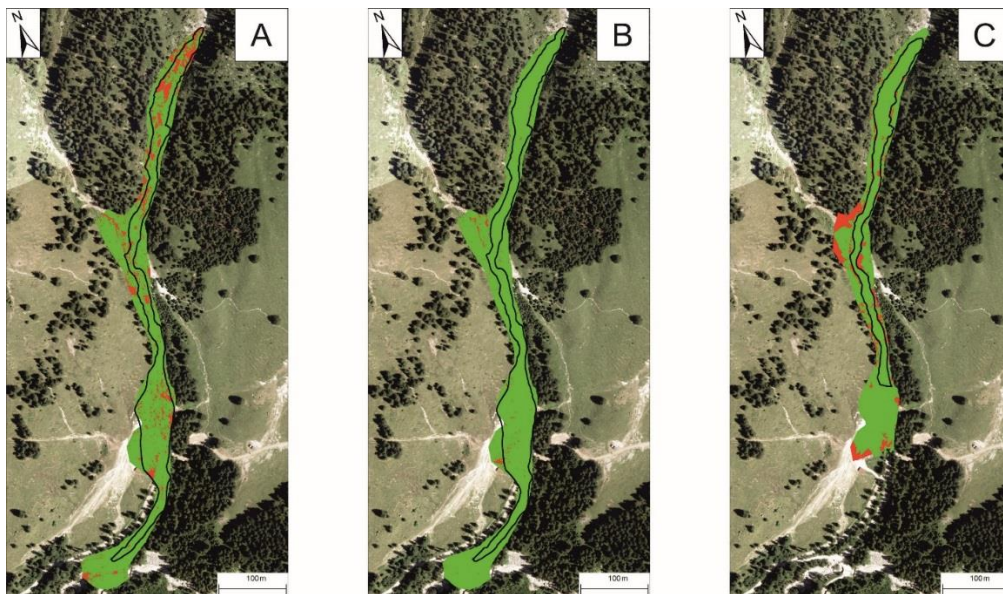


Fig. 4. Due to occlusion the generated DEMs have areas without data (red) that have to be interpolated in order to calculate geomorphic changes. A: TLS of June 2015; B: TLS of June 2017; C: UAV of July 2017. Black outline: Area of interest. Orthophoto provided by Bavarian Land Surveying Office

These time-consuming TLS surveys in field (8 h) result in an equally time-consuming data processing and big data volumes. Therefore, UAV mapping emerges as a more time-efficient method with survey times of 1.5-2 hours resulting in almost occlusion free point clouds (Fig. 4 C). Large data lacks in Fig. 4 C (red areas) are mainly caused by manually filtered points that represent vegetation.



While field surveys are much more time-efficient using UAVs, the accuracy of TLS-data remains unreached. However, geomorphic changes can be equally identified with both UAV derived DoDs (left) and TLS derived DoDs (right) (Fig. 6).

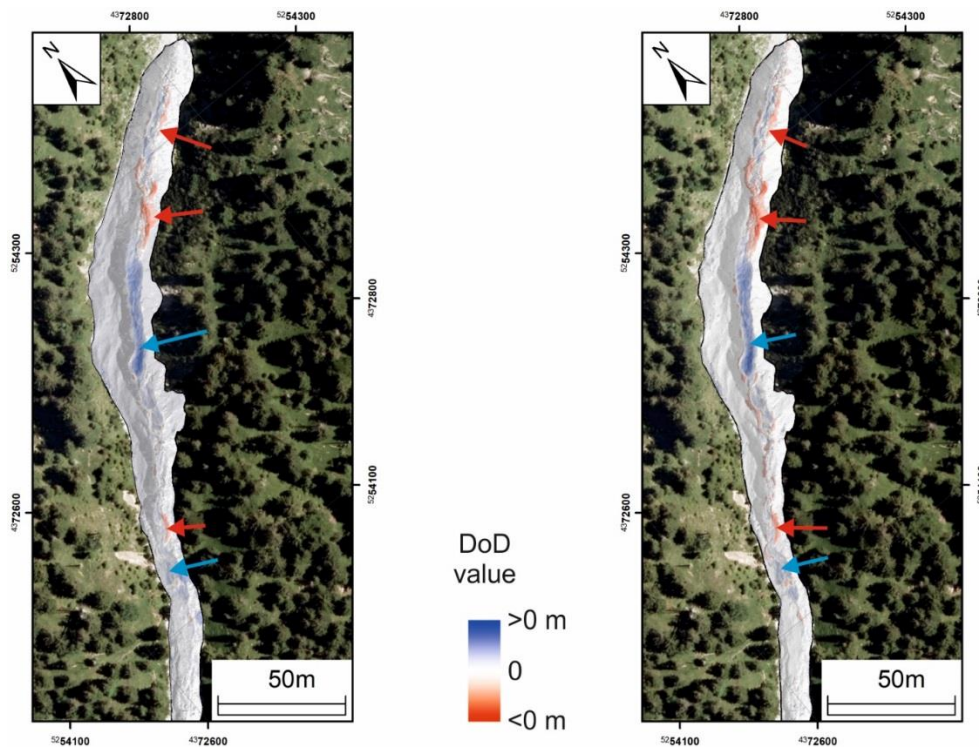


Fig. 5. DoDs derived with SfM-MVS (left) and TLS (right) between May and July 2017. Orthophoto provided by Bavarian Land Surveying Office

### Discussion

Results of TLS data analysis have shown that a very high number of scan positions is necessary to create an occlusion-free data set, resulting in time-consuming surveys and data processing. Therefore, UAV mapping and photogrammetric reconstruction of the terrain have emerged as a more cost- and time-efficient method for topographic surveys. In principle, it is possible to identify geomorphic changes with DEMs derived from UAV mapping, but much effort has to be put into identifying and implementing GCPs, filtering images and optimizing the point cloud. An important factor influencing the quality of the photogrammetric point clouds is image quality. By keeping shutter speed and ISO low to avoid image blur and noise and adjusting the aperture in order to equally expose images the best results were achieved.

### Conclusions

UAV mapping has emerged as a new method for topographic surveys and has advantages in terms of time and cost efficiency over TLS. While there are still issues regarding DEM accuracy, it is an alternative to the conventional TLS surveys. In near future further improvements in the SfM-MVS workflow will even enhance the advantages of this method.

We showed that (i) it can be very difficult to eliminate occlusion in TLS point clouds of debris-flow channels, (ii) a large number of scan positions is needed to avoid data lacks and (iii) how UAV can be used to obtain comprehensive data.

### References

Abellán A., Oppikofer T., Jaboyedoff M., Rosser N.J., Lim M., Lato M.J. (2014). Terrestrial laser scanning of rock slope instabilities. *Earth Surface Processes and Landforms*, 39(1): 80-97.



- Adams M.S., Fromm R., Lechner V. (2016). High-resolution debris flow volume mapping with unmanned aerial systems (UAS) and photogrammetric techniques. *International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences XLI-B1*: 749–755.
- Blasone G., Cavalli M., Marchi L., Cazorzi F. (2014). Monitoring sediment source areas in a debris-flow catchment using terrestrial laser scanning. *CATENA*, 123: 23–36.
- Bremer M., Sass O. (2012). Combining airborne and terrestrial laser scanning for quantifying erosion and deposition by a debris flow event. *Geomorphology*, 138: 49–60.
- Dietrich A., Krautblatter M. (2017). Evidence for enhanced debris-flow activity in the Northern Calcareous Alps since the 1980s (Plansee, Austria). *Geomorphology*, 287: 144–158.
- Dowling C.A., Santi P.M. (2014). Debris flows and their toll on human life. *Natural Hazards*, 71(1): 203–227.
- Frei C., Schöll R., Fukutome S., Schmidli J., Vidale P.L. (2006). Future change of precipitation extremes in Europe. *Journal of Geophysical Research*, 111(6): D06105.
- Gertsch E. (2009). Geschiebelieferung alpiner Wildbachsysteme bei Grossereignissen – Ereignisanalysen und Entwicklung eines Abschätzverfahrens. PhD-Thesis, Geographical Institute, University of Bern, Bern.
- Hungr O., McDougall S., Bovis M. (2005). Entrainment of material by debris flows. In: Jakob M., Hungr O. (eds.) *Debris-flow hazards and related phenomena*, pp. 135–158. Springer, Berlin.
- Jakob M. (2005). Debris-flow hazard analysis. In: Jakob, M. & Hungr, O. (eds.) *Debris-flow hazards and related phenomena*, pp. 135–158. Springer, Berlin.
- Lague D., Brodu N., Leroux J. (2013). Accurate 3D comparison of complex topography with terrestrial laser scanner: application to Rangitikei canyon (N-Z). *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 82:10-26.
- Oberndorfer, S., Fuchs, S., Rickenmann, D. & Andrecs, P. (2007): Vulnerabilitätsanalyse und monetäre Schadensbewertung von Wildbachereignissen in Österreich. *BFW-Berichte*, 139: 1–55.
- Rajczak J., Pall P., Schär C. (2013). Projections of extreme precipitation events in regional climate simulations for Europe and the Alpine Region. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118 (9): 3610–3626.
- Rickenmann D., Koschni A. (2010). Sediment loads due to fluvial transport and debris flows during the 2005 flood events in Switzerland. *Hydrological Processes*, 24(8): 993–1007.
- Rickenmann D., Scheidl C. (2013). Debris-flow runout and deposition on the fan. In: Schneuwly-Bollschweiler M., Stoffel M., Rudolf-Miklau F. (eds.) *Dating torrential processes on fans and cones*, pp. 75–93. Springer, Dordrecht.
- Scherrer S.C., Fischer E.M., Posselt R., Liniger M.A., Croci-Maspoli M., Knutti R. (2016). Emerging trends in heavy precipitation and hot temperature extremes in Switzerland. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 121 (6): 2626–2637.
- Scholz H. (2016). *Bau und Werden der Allgäuer Landschaft*. 3rd edn. Schweizerbart, Stuttgart.
- Schürch P., Densmore A.L., Rosser N.J., Lim M., McArdeil B.W. (2011). Detection of surface change in complex topography using terrestrial laser scanning. *Earth Surface Processes and Landforms*, 36 (14):1847–1859.
- Sotier B., Graf A., Kammerlander J. (2013). Einsatz von UAV im alpinen Gelände. Erfahrungsbericht und Anwendungsbeispiel aus der Naturgefahrenpraxis. *Österreichische Zeitschrift für Vermessung und Geoinformation*, 101(2+3): 110–118.
- Stoffel M., Beniston M. (2006). On the incidence of debris flows from the early Little Ice Age to a future greenhouse climate: A case study from the Swiss Alps. *Geophysical Research Letters*, 33(16): L16404.
- Theule J.I., Libault F., Laigle D., Loye A., Jaboyedoff M. (2015). Channel scour and fill by debris flows and bedload transport. *Geomorphology*, 243: 92–105.
- Westoby M.J., Brasington J., Glasser N.F., Hambrey M.J., Reynolds J.M. (2012). ‘Structure-from-Motion’ photogrammetry. *Geomorphology*, 179: 300-314.
- Wheaton J.M., Brasington J., Darby S.E., Sear D.A. (2010). Accounting for uncertainty in DEMs from repeat topographic surveys: improved sediment budgets. *Earth Surface Processes and Landforms*, 35(2):136–156.
- Zacher W. (1990). *Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50,000, Blatt 113 Mittelberg*. 1st edn. Geologische Bundesanstalt, Vienna.
- Zimmermann M., Mani P., Romang H. (1997). Magnitude-frequency aspects of alpine debris flows. *Eclogae geologicae Helveticae*, 90 (3): 415–420.



## Pulse-doppler RADAR-system for Alpine mass movement monitoring

**R. Koschuch**

*IBTP Koschuch e.U., Leutschach, Austria, office@ibtp-koschuch.com*

Monitoring of alpine mass movement is a major challenge in dealing with natural hazards. The presented device shows a new approach in monitoring and alarming technology by using a Pulse-Doppler RADAR. The detection system was implemented (spring 2012) in the integral monitoring system for the Lattenbach catchment (5.3 km<sup>2</sup>) of the Institute of Mountain Risk Engineering (BOKU) in order to prove the applicability of the radar sensor in monitoring torrential activities (e.g. debris-flows, mud flows, flash floods, etc.) and we have data over 6 years at this station and more from other 15 test sides now. The RADAR system emits short encoded pulses and detect the corresponding echo signals in particular time steps, along segmented distance intervals (range gates). The operational detection distance in Lattenbach is about 300 m, but it could be in principal up to two kilometers with the same accuracy. Obtained insights were not only an idea about the magnitude of certain events but also the changing of water levels and the flow velocity distribution. A second antenna is observing heavy rainfalls 6 km up into the sky. The measurement is based on a Doppler-frequency analysis of the echo signals, which gives information about the mean front velocity and distance of several surges and the flow velocity of the river itself.

*Alpine mass movement, monitoring system, alarming system, RADAR-technology*

## Импульсно-доплеровская радарная система для мониторинга массовых смещений в Альпах

**Р. Кошух**

*IBTP Koschuch e.U., Лойчах, Австрия, office@ibtp-koschuch.com*

Мониторинг движения массовых смещений грунта является серьезной проблемой в борьбе с природными опасностями. Представленное устройство демонстрирует новый подход в технологии мониторинга и сигнализации с использованием импульсно-доплеровского радара. Система детектирования была внедрена (весна 2012 г.) в интегральной системе мониторинга для водосбора Латтенбах (5.3 км<sup>2</sup>) Институтом инжиниринга горных рисков (Университет BOKU), чтобы доказать применимость радиолокационного сенсора при мониторинге (например, сели, грязевые потоки, внезапные наводнения и т. д.). У нас имеются данные за более 6 лет работы этой станции и материалы с других 15 тестовых участков. Радарная система пускает короткие закодированные импульсы и обнаруживает соответствующие эхо-сигналы на определенных временных шагах вдоль сегментированных интервалов расстояния (диапазонов). Рабочее расстояние обнаружения в Латтенбахе составляет около 300 м, но оно может быть в принципе расширено до двух километров с той же точностью. Полученные материалы позволяют оценить не только величину событий, но и изменения уровня воды и распределение скоростей потока. Вторая антенна направлена в небо и фиксирует сильные дожди на расстоянии до 6 км. Измерение основано на доплеровском анализе звуковых сигналов, который дает информацию о средней скорости фронта,



расстоянии до нескольких участков резких перепадов скорости, а также о скорости потока самой реки.

*массовые смещения, Альпы, система мониторинга, система оповещения, радарные технологии*

## Introduction

For investigation and detection of rapid mass movements like Debris Flow, Mudslide, Rockfall Avalanches etc. in alpine regions a reliable and easy to install monitoring system is required. The system should be able to detect in all weather conditions every single hazardous event and only the hazardous events as an alarming event. Furthermore, structural measures in alpine regions are mostly very expensive and always imply a massive intervention in the environment, so a practicable monitoring system should also need as low structural measures as possible. A lot of different systems are in use, but all known monitoring systems do not meet all these requirements at once. The main parameters for detecting mass movements are the volume and the velocity. A well-known technology to measure velocities is the RADAR-technology by measuring the Doppler shift of the used frequency. The RADAR cross-section of an object for a given wavelength is a function of the size, the material, the incident and the reflecting angle, etc. and it determines the measured scattered intensity. Therefore, the measured reflected intensity is a parameter which belongs to the cross section of the moving volume of the detected object. So, our innovative RADAR system fits all this requirement and we have been able to demonstrate the ability and versatility as an automatic detection system for different alpine mass movements by using the system over 8 years at different test sides now. The Pulse Doppler RADAR usage was already successfully evaluated for snow avalanches in Sedrun/Switzerland [Lussi *et al.*, 2012] and in Ischgl/Austria [Kogelnig *et al.*, 2012] and for debris flow and mudslide in the project “ÖBB-ASFINAG-FFG Project VIF2011-Naturgefahnenradar“.

## Principles of the Radar device

The RADAR operates according to the principle of the Coherent Pulse Doppler RADAR. A high-frequency generator produces a signal in the X-band ( $f_0 = 10.425$  GHz). This signal is pulse-modulated in a high-frequency switch, amplified to an output power of about 1 W and radiated from a parabolic Antenna to the detection area. The reflected beam from the area passes the parabolic Antenna again and goes through the receiver. In the receiver the reflected signal is sampled and goes to the analogue-digital converters. Afterwards, a digital signal processor calculates the measured values from the signal, which then are edited and displayed on a user interface or go through an automatic alarm generating software.

In Fig. 1 an illumination of a mountain slope with a pulse-shaped electromagnetic wave packet limited to discrete points in time is shown. The discrete time points 1-8 are located exactly at the distance of spatial pulse length corresponding to range gate length  $r_{RG}$ . It is assumed that an electromagnetic wave is emitted with duration  $\tau$ . The speed of the pulse in the propagation medium air is the speed of electromagnetic waves  $c$  in the medium air.

Thus, one range gate length is

$$r_{RG} = \tau \cdot c \quad (1)$$

and the discrete time points become  $\tau \cdot c$  or in space  $n \cdot r_{RG}$ . This means, after the time  $t$ , the wave packet is at distance  $R$  from the antenna. From Figure 1 we get also the conclusions that the beam direction of the antenna should be oriented almost parallel to the slope in order to illuminate the maximum range of the slope and get as many range gates as possible.

The space-resolution is equal to the range gate length  $r_{RG}$  and is therefore also a linear function of the duration time  $\tau$ . The duration time itself influences the signal to noise ratio of your data in the way the longer the duration time is the better the signal to noise ratio will be.

If an object moves now in such a range gate with the velocity  $v$ , there is additionally a frequency shift  $f_D$  according the Doppler Effect.

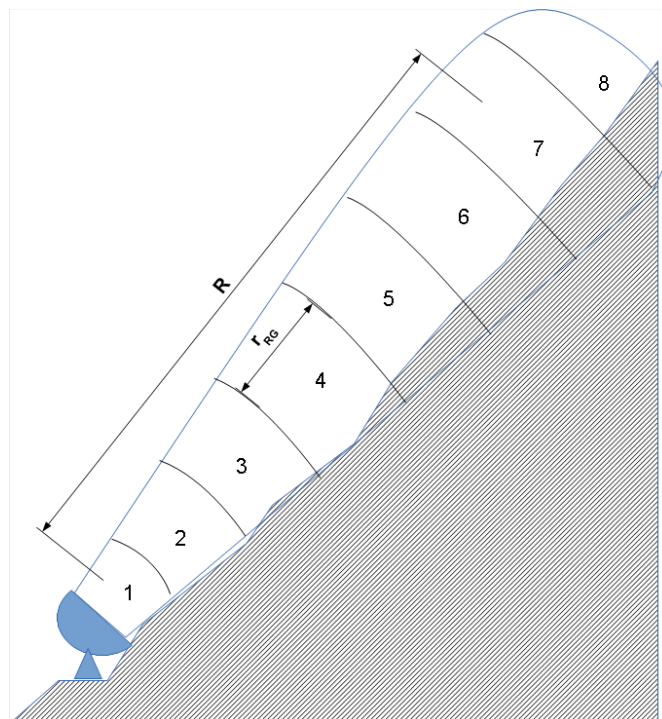


Fig. 1. Scheme of typical detection situation with different range gates numbers  $n$ , range gate length  $rRG$  and the range  $R$ .

The frequency of the reflected signal  $f_{Doppler}$  becomes:

$$f_{Doppler} = f_0 - f_D, \quad (2)$$

with  $f_D$ :

$$f_D = f_0 \frac{2v}{c}. \quad (3)$$

The result is a speed proportional frequency shift. The sign is positive or negative, depending of the direction of the moving object in relation to the Radar. From frequency analysis of the reflected beam a velocity spectrum of the moving objects is obtained. Compact moving objects with a well-defined velocity (e.g. vehicles (Fig. 2)) will therefore be measured with a very well-defined peak in the velocity spectrum, objects without a defined surface such as avalanches, mud flows, water, etc. will have a wide range of different velocities (=velocity distribution) (Fig. 3). The amplitudes of the spectrum depend on the surface reflectivity of each moving object for each speed. The integral of the spectrum corresponds therefore to the magnitude of the moving mass. The pulse repetition frequency of the RADAR device is up to 90 kHz, this means that every second data from 90000 pulses are processed, which gives about 3 frames per second for the analysis. The maximum range for detecting moving objects (even snow) with a cross section of 1 m<sup>2</sup> in heavy weather condition (rain/snow) is 2 km for the used RADAR setup. The range gate length could be chosen between 15 m and 250 m and it is possible to measure velocities between 1 km/h and 300 km/h separately in each RG. Table 1 summarizes all main specifications of the overall system.

We developed for the different hazards (debris flow, water level rising, avalanches, rockfalls and heavy rain showers) different alarming algorithm according to their characteristic



RADAR signals, so that the system can trigger within the first second of occurrence any alarming device like horn, traffic light etc. and it is able to send automatically emails or SMS.

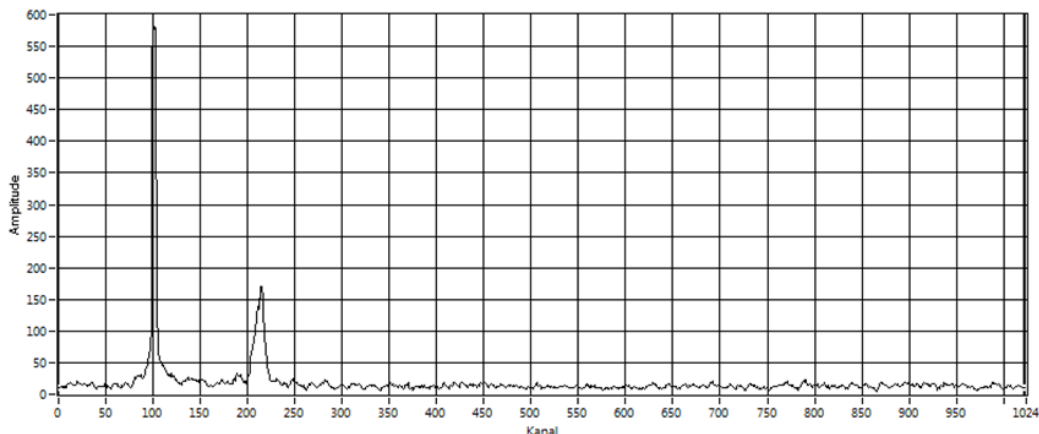


Fig. 2. Example spectrum of single moving object at channel 220. (Peak at channel 100 is the reflection of the non-moving background).

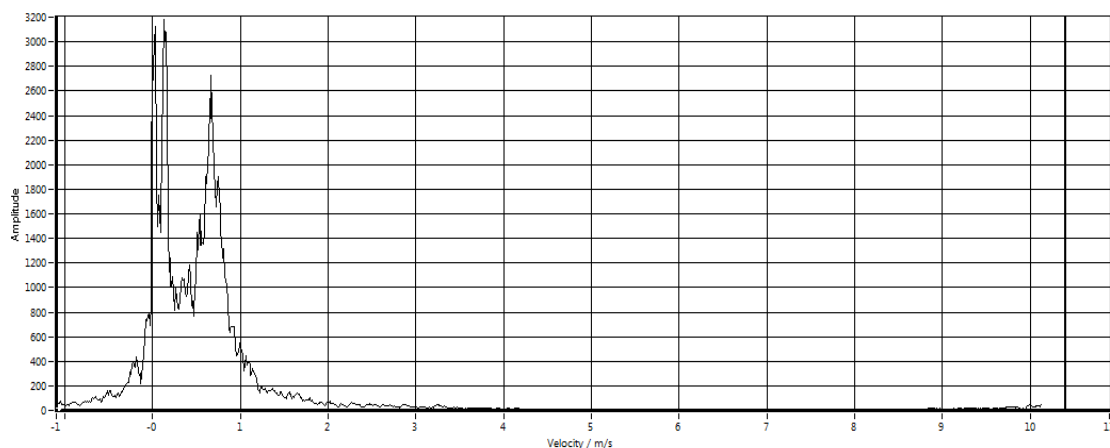


Fig. 3. Example spectrum of the water of the Lattenbach creek in one RG. (Peak at channel 100 is the reflection of the non-moving background)

Table 1. Technical specification of the overall system

Parameter	Quantity	Tolerance	Unit
Mode	Pulse/PCM		
Frequency	10,0-10,5		GHz
Power C.	40	<	W
Range	30-2500		m
Targetsize	1	min > at 2 km	m <sup>2</sup>
	0,25	min > at 1 km	m <sup>2</sup>
Velocity	0,2-100	min/max	m/s <sup>2</sup>
RG	128	max	
RG-length	15-250	min/max	m



## Case Study Area

The catchment area of Lattenbach torrent (47°8'N, 10°31'O) is about 5.3 km<sup>2</sup> and receiving stream is the river Sanna. The mainly south-east exposed catchment has its tectonic borders between Silvretta nappe and the Northern Limestone Alps, whereby spacious mass movements arise and viscous debris occur frequently. In case of debris the receiving stream can be dammed up and overflow buildings on the banks upstream. Events were recorded over a hundred years ago, which is why this specific torrent has been monitored intensively by the Institute of Mountain Risk Engineering, University of Natural Resources and Life Sciences-Vienna, over the last couple of years [Hübl *et al.*, 2004]. Together with the described RADAR device three distance RADAR sensors are installed at this certain torrent cross section to provide data of the water level. The obtained data is coupled with the hydrological computations of runoff discharge, based on the recorded rainfall data by the precipitation gauge located within the catchment area.

## Experiences since 2012

After installing the RADAR in Lattenbach torrent in June 2012, we do have data for more than 6 years now. At this station the Radar is nearby the creek and monitors just about 180 m in length with 10 range gate and a range gate length about 15 m each. This means it measures simultaneously 10 spectra every 1/3 of a second. Theoretically, the Radar is able to observe 2 km in length with the same accuracy with a maximum of 128 range gates. The summer seasons in this region are characterized with heavy thunderstorms and massive rainfall events in Austria, causing the occurrence of several debris flows. 1 small debris flow event in 2012, 2 debris flow events and 1 mudslide in 2015, 1 big event with several waves 2016, 2 big events 2017 and a snow avalanche 2018 so far. All these events triggered successful an alarming system of the ÖBB, which is integrated in the RADAR housing. As our RADAR is always active we also have relative water level data over this time and the RADAR triggered several water level rising alarms during the period. 2017 we installed a second antenna looking into the sky to detect also heavy rain showers in the catchment area and we have also several rain alarms triggered by the RADAR-System. Fig. 4 shows a picture of the installed system. All triggered alarms have been verified via different devices installed in this catchment and we have not missed one event since the installation. There have been just 2 false alarms over the whole period of 6 years caused by power supply failure.

The big advantages of the system are the low installation effort (only a mast and a power supply of 40 Watts) and the possibility to monitor different hazards at once. Because we are measuring the surface speed of the creek, we can also determine the mass flow, if we additional know the flow area. Fig. 5 and 6 show some typical surface velocity spectra raw data of the creek just before and during an event in Range Gate 6 (about 100 m away from the Radar). In Figure 7 the mean velocity and the maximum velocity during the event in range gate 6 over 1 hour is plotted. There a several waves of different magnitude visible and the maximum velocity is about 10 m/s.



Fig. 4. Radar-System with 2 Radar-Antenna and 1 camera in Lattenbach.

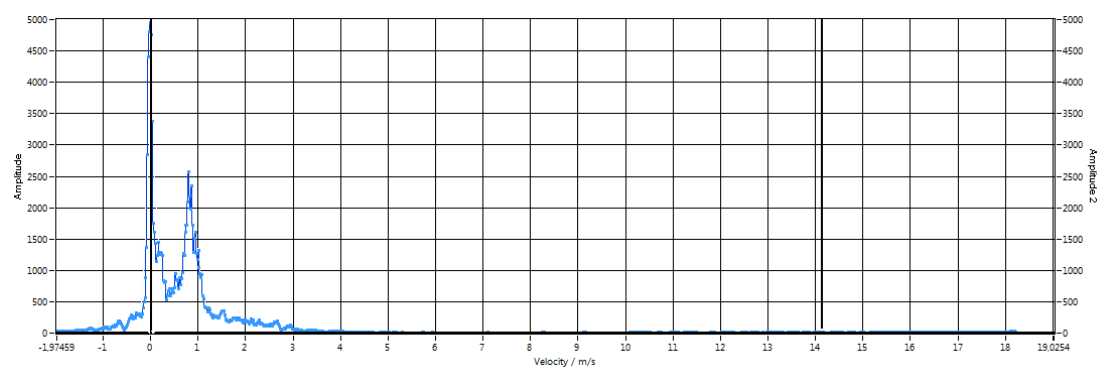


Fig. 5. Velocity spectrum just before the event on 30.07.2017 at Range Gates 6.



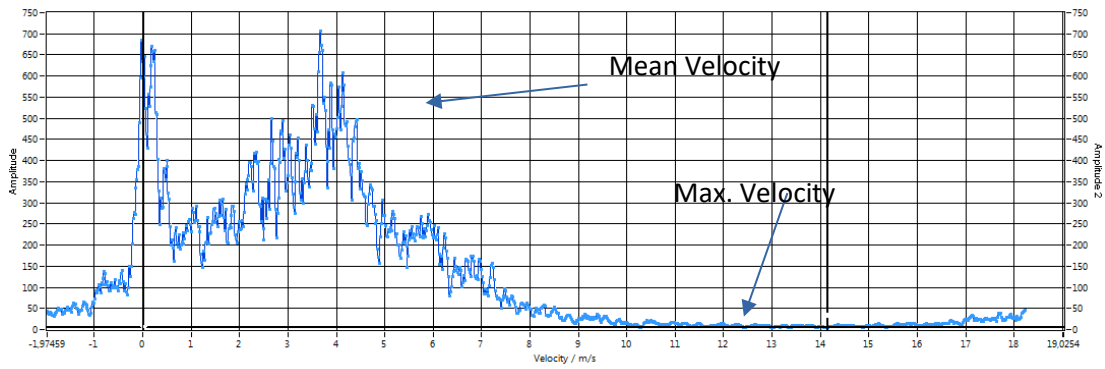


Fig. 6. Velocity spectrum during the event on 30.07.2017 at Range Gate 6.

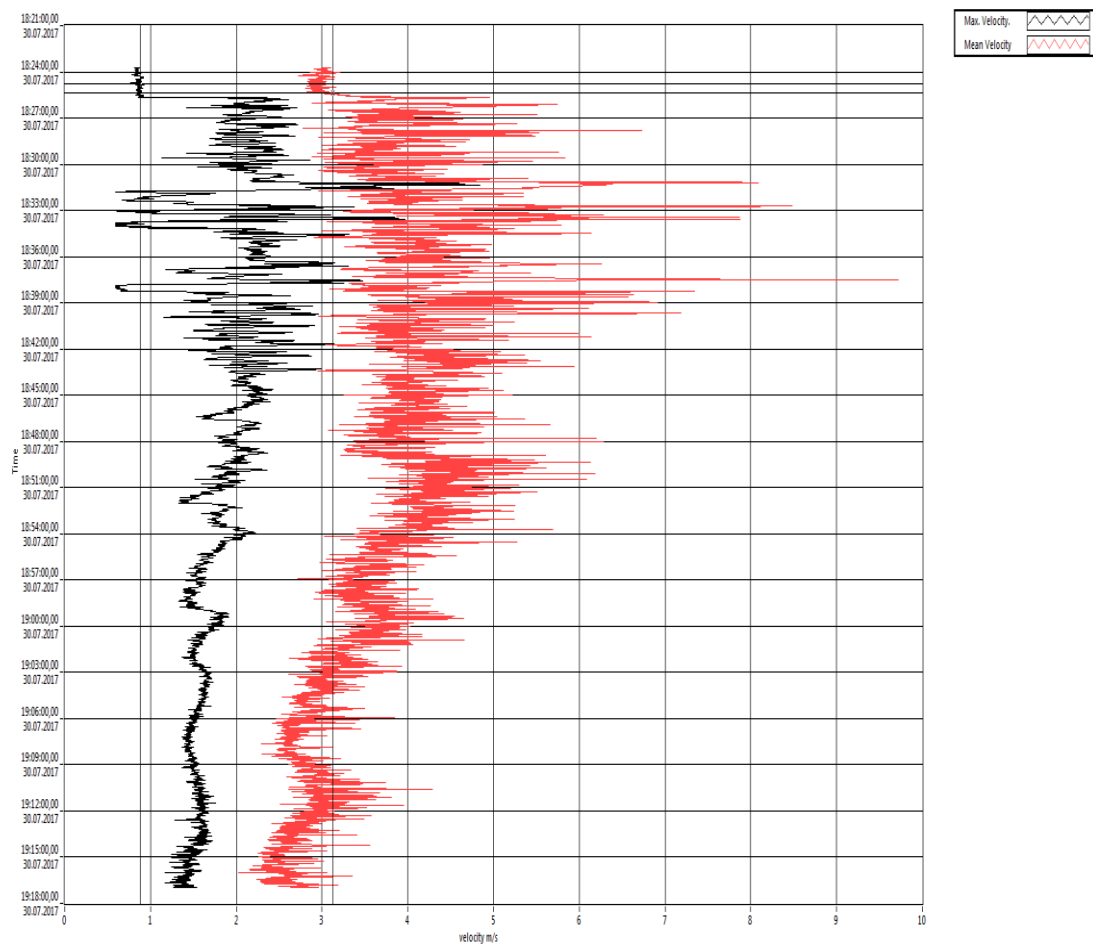


Fig. 7. Mean velocity (black line) and maximum velocity (red line) during the event on 30.07.2017 at Range Gate 6 versus time (y-Axis).

### Conclusion

The experience since the installation 2012 shows in an impressive way the enormous potential of the presented radar technology in use as an independent warning and monitoring system in the natural hazard area. As our test results prove, both snow avalanches and fluvial natural hazard processes can be detected and interpreted with the natural hazard RADAR. In addition, it was found by using the radar technology it is also possible to determine water levels/discharge volumes and flow rates of normal outflows and with a second antenna to detect heavy rainfall events.



Over the entire period there were no restrictions on the measurements due to environmental influences and / or secondary processes. Even cold temperatures down to  $-20^{\circ}\text{C}$  or summer days above  $35^{\circ}\text{C}$  did not affect the monitoring. In October 2014, due to over voltage in the grid, the measurement PC damaged which has already been replaced.

The great advantage of this system is the low installation effort (mast and power supply), a reliable and direct measurement method of velocities and outlets and the low maintenance and service costs. Due to the low installation effort, the system can be transferred within one day from one danger point to the next.

### **Acknowledgements**

Special thanks to Uni. Prof. Hübl from the Institute of Mountain Risk Engineering of the University of Natural Resources and Life Sciences, Vienna and Dr. Brauner from ÖBB-Infrastruktur AG who are the project partner for their helpful constructive input and knowledge.

### **References**

- Hübl J., Ganahl E., Gruber H., Holub M., Holzinger G., Moser M., Pichler A. (2004). Risikomanagement Lattenbach: Risikoanalyse, IAN Report 95 Band 1, Institute of Mountain Risk Engineering of the University of Natural Resources and Life Sciences.
- Kogelnig A., Wyssen S., Pichler J. (2012). Artificial release and detection of avalanches: Managing avalanche risk on traffic infrastructures, a case study from Austria, Congress contribution ISSW 2012.
- Lussi D., Schoch M., Meier L., Rüschi M. (2012). Projekt Lawinendetektion Schlussbericht, WSL-Institut für Schnee- und Lawinenforschung SLF.



## The meteorological warning method of China geological disasters induced by precipitation

Y. Li<sup>1</sup>, W. Li<sup>2</sup>, J. Di<sup>1</sup>, G. Zhang<sup>2</sup>, H. Bao<sup>1</sup>

<sup>1</sup>National Meteorological Centre, Beijing, China, liyum@cma.gov.cn

<sup>2</sup>Public Meteorological Service Centre of CMA, Beijing, China, liwh@cma.gov.cn

Landslides, debris-flows and rockfalls are caused by precipitation frequently. Studies of potential risk of geological disasters and national zonation were carried out, and by considering topography, geology and climate precipitation characteristics, the whole country can be divided into 9 big warning partitions. Based on the relationship between rainfall and geological disasters from 1950 to 2010, 16 days effective rainfall of disaster was chosen to be the key meteorological factor for modeling. Multiple mathematical fitting equations were used for simulating the relation of effective rainfall to disasters, and the piecewise Cubic fitting equation is the best simulation of probability of disasters in all warning partitions. By combing the risk grades of geological disasters in business, forecast indexes of geological disaster were established and can be called critical precipitations that came from 16 days effective rainfall. The practical application had shown that the model had a good effect and the discriminant method of 16 days effective rainfall indexes was feasible and effective.

*effective rainfall, geological disaster, potential risk, zonation, sample inspection*

## Метод метеорологического оповещения о геологических катастрофах в Китае, вызванных осадками

Ю. Ли<sup>1</sup>, В. Ли<sup>2</sup>, Ц. Ди<sup>1</sup>, Г. Чжан<sup>2</sup>, Х. Бао<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Национальный метеорологический центр, Пекин, Китай, liyum@cma.gov.cn

<sup>2</sup>Центр общественной метеорологической службы СМА, Пекин, Китай, liwh@cma.gov.cn

Оползни, сели и осыпи часто связаны с атмосферными осадками. Были проведены исследования потенциального риска геологических катастроф и национальное районирование. Учитывая характеристики рельефа, геологического строения и климата, всю страну можно разделить на 9 больших регионов в отношении предупреждения опасностей. Основываясь на взаимосвязи между осадками и геологическими катастрофами с 1950 по 2010 год, был выбран параметр 16-дневное эффективное количество осадков перед стихийным бедствием, который стал ключевым метеорологическим фактором для моделирования. Для моделирования связи эффективных осадков с бедствиями использовались несколько эмпирических математических уравнений. Частное кубическое уравнение было признано лучшим для моделирования вероятности бедствий во всех районах, выделенных для предупреждения. Сочетая шкалы риска геологических катастроф, были установлены индексы для прогноза геологической катастрофы, и может быть названо критическое число осадков, которые достигались за 16 дней. Практическое применение показало, что эта модель имела хороший эффект, а метод дискриминантов с эффективными показателями осадков за 16 дней был осуществимым и эффективным.



*эффективные осадки, геологическая катастрофа, потенциальный риск,  
районирование, контроль образцов*

## Introduction

China is one of the most serious geological disasters countries in the world, a lot of debris flows, landslides and rockfalls are happened at wide range and to destroy buildings, public facilities, fields and so on, even took away people's lives, the number of casualties by geological disasters is account about a quarter of the casualties' number by all natural disasters. In the regions there were prone and high frequency happened to geological disasters, the losses by disasters came to be an important factor that could be hindered local economic and social development and threaten people's lives and property safety. According to statistics, the mean occurrence number of debris flows, landslides and rockfalls is about 24,000 per year from 2001 to 2015, and mostly caused by natural factors, such as precipitation, earthquake and snowmelt, and took away about 800 people's lives and 4.5 billion yuan directly economic losses per year.

Precipitation is the most important key to induce debris flows, landslides and rockfalls [Yao X X. *et al.*, 2005; Zhang Y Y., 2007]. In the framework of global warming, extreme weather events had showed the increase tendency [Du Y Q., 2013], short-time strong rainfall and typhoon precipitation events were also showed the same tendency and induced more geological disasters [Yun T., *et al.*, 2013]. Only in 2013, geological disasters caused economic losses as high as 10.1 billion yuan.

In the general, at the area of high occurrence of geological disasters, when more antecedent rainfall, the soil moisture significantly increased and even becomes saturated, and if there is heavy rain again, the probability of geological disasters outbreak would be greatly increase. In 2006, Jibson R.W. had researched twice landslides of the same landslide slope of Cleveland Corral area in USA, he had found that continuous precipitation (monthly cumulative precipitation) infiltrated and percolated, could be caused slow down deformation in deep of the slope, and after rainfall, the landslide could be take place about few weeks or few months later, and if there was obviously rainfall in two weeks, the shallow landslide could be take place at later rainfall period. Italian scholar Del Ventisette C. *et al.* studied landslide in Ruinon area in 2012 and found the annual mean precipitation was 750mm, the downward acceleration of landslide with low intensity (8-10 mm/d) and short time rainfall in few days wasn't very obvious, but it would be increase with 10-15mm/d rainfall during 2-3 days. South Korea scholar Chae B G *et al.* analyzed a few extreme precipitations of typhoon s triggered intensive landslide events in 2012, he found that typhoon Rusa in 2002 brought more than 895mm precipitation in 12 hours and triggered 1,500 landslides, and in 2003, typhoon Maemi brought maximum 410mm/d and 89.5mm/hrs. precipitation and triggered 1,200 landslides. Florence W.Y. Ko [2016] accounted 27 landslides induced by storms between 1984 and 2008, and found daily precipitation exceeded 300 mm will cause fatal landslide disasters. Due to the precipitation is closely related to the occurrence of geological disaster, so usually simplify the geological disaster forecast to the simple discriminant relations between rainfall and geological disaster, scholars generally believe that the current precipitation, antecedent rainfall, rainfall intensity and duration were mainly rainfall factors to set up geological disaster forecast method [Gao S. *et al.*, 2002; Zhou M.L. *et al.* 2014; Xue Q.W. *et al.*, 2013].

Based on vast territory, regional difference in China and more complicated geological conditions and huge terrain changes in western China rainfall values of triggering geological disasters are large different in regions, so that needs to divide potential geological disasters area and carry out the research of rainfall threshold triggered geological disasters in partition. The study investigates potential risk zoning, rainfall factor selecting and to build national geological disaster meteorological forecast method, establish early rating warning indicators of rainfall threshold.

## Geological disaster distribution and potential risk zoning

### *Geological disaster distribution*

The debris-flow distribution range is very wide, but also relatively concentrated (fig.1), in addition to Jiangsu, Shanghai and Macao special administrative region, the rest of the provinces (municipalities) all have the debris flows. The occurrence of debris flow is relative to the terrain, fault, lithology and human activity factors and so on, so that debris flows are centralized distribution in these areas.

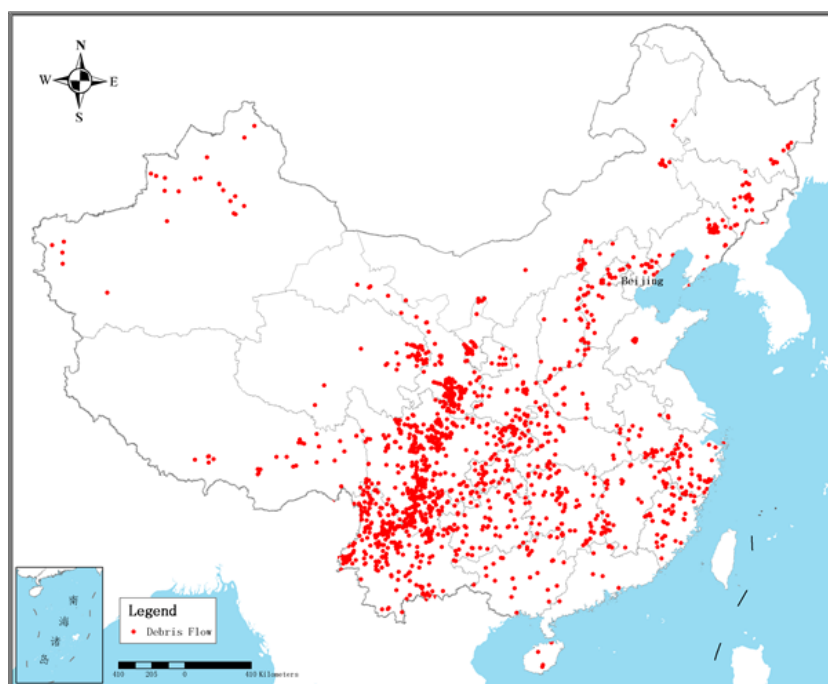


Fig. 1. The distribution of debris flows in China.

The land descends from west to east in China and roughly presents three ladder-like distributions, debris flows concentrate in two transition zones between three ladders. Among them, the south of the Qinghai-Tibet Plateau, with an average altitude above 4,000 meters for the first ladder. The second ladder includes the Inner Mongolia, Loess and Yunnan-Guizhou plateaus, and the Tarim, Junggar and Sichuan basins, with an average elevation of between 1,000 m and 2,000 m. The third ladder, about 500 -1000m in elevation, begins at a line drawn around the Greater Hinggan, Taihang, Wushan and Xuefeng mountain ranges and extends eastward to the coast. In the transition zone between the first to second ladder, that is most active region of debris flows, because of the remarkable differences of elevation and slope that lead to abnormal development of debris flow and intensive distribution. In the transition zone between the second to third ladder, debris flows less than the transition zone mentioned earlier, because of less differences of elevation and slope. In the transition zone between the first to second ladder, the climate presents obvious seasonal character that dry winter and wet summer, and summer precipitation profusion and lot of local heavy rainfall, corresponding debris flows are active.

China landslide and rockfall distributions have the characteristics of a large quantity and a wide range, mainly distribute in the east of the first ladder mountain region with annual precipitations are greater than 400 mm, and present two regional distributions roughly: southwest China and southeast China (Fig. 2). Southwest China due to the steep topography, active geological structure, dense fault zone with abundant precipitations lead to abnormal development of geological disaster, so it's the most active region of landslide and rockfall too, contrasted to other place of China, landslide and rockfall in southwest China have highest

occurrence frequency, largest scale and most heavy disaster. Compared with Southwest China, landslide and rockfall scales and numbers are less due to less change in terrain in Southeast China, mostly are small scale rockfall, shallow landslide and relatively small damage. But occurrence frequency is relatively higher because the typhoon rainstorm, human activities more closely. landslide and rockfall are more prone on the Loess plateau region because the complex landform and diversified structure, but due to less rainfall, occurrence frequency is relatively low. And as topography in Northeast and North China, geology and precipitation conditions are unfavorable to geological disasters, thus less landslide and rockfall distribution.

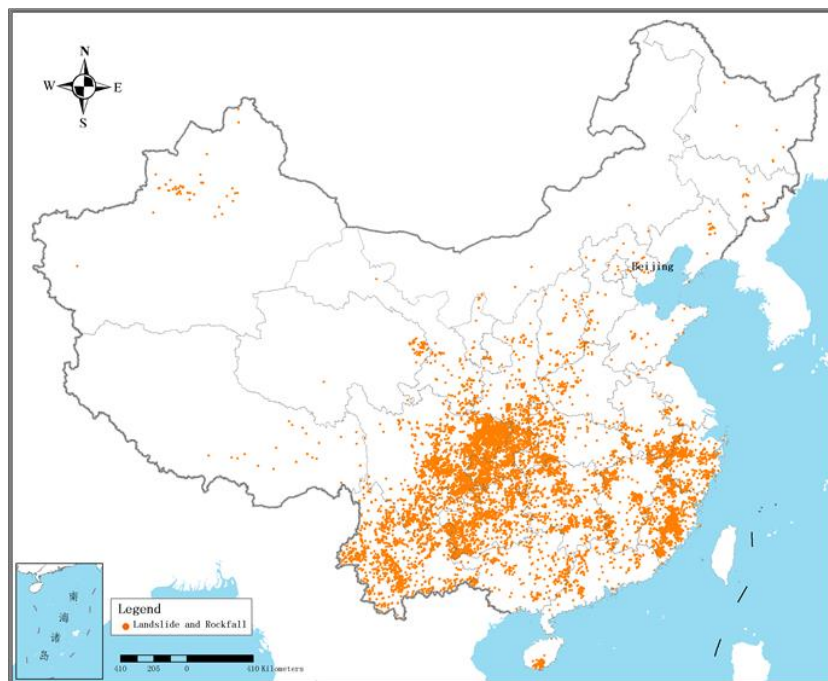


Fig. 2. The distribution of landslides and rock falls in China.

### *Potential risk zoning*

Dynamic and material conditions are necessary for geological disaster occurrence, steep terrain to provide dynamic conditions, weathered rock, clastic rock, vegetation clastic, loose soil to provide solid material sources. The common geological disaster potential risk zoning method is the underlying surface environment information model [Zhu L.F. et al., 2004; Zhang G.P., 2014] to extract elevation, altitude difference, slope, rock type, fault density and vegetation types as evaluation factors, and to assess geological disaster potential risk comprehensively. According to the evaluation results and climate characteristics, whole country area is divided into several subdomains, supposed that subdomains geographic and geological conditions, climate background are similar, so that ignored the environment differences in subdomain when established geological disaster meteorological forecast model. Dr. Zhang G.P. et al. had completed geological disaster potential risk zoning in 2009, and the study applies this research achievements, the country is divided into 9 geological disaster forecast areas (Fig.3), respectively, the Northwest region, Northeast region, Tibetan plateau, Loess plateau, Qinling and Dabashan Mountains, North China, Yungui plateau, South-central region, and Southeast region.

The Northwestern region contains most part of the Xinjiang province, the north-central part of Qinghai province, Inner Mongolia, the north part of Gansu and Ningxia provinces. The Northeast region contains Heilongjiang, Jilin provinces and the east-central part of Liaoning provinces. Tibetan plateau region contains the south part of Xinjiang province, Tibet, the south part of Qinghai province and the western Sichuan Plateau. Loess plateau region contains central Gansu province, southern Ningxia province, northern Shaanxi province and west-central



Shanxi province. Qinling and Dabashan Mountains region contains southern Gansu province, southern Shaanxi province, western Henan province, east-central Sichuan province, Chongqing city, western Hubei province and northwestern Hunan province. The North China region contains eastern Shanxi province, Hebei and Shandong provinces, Beijing and Tianjin cities, western Liaoning province, eastern Henan province, northern Anhui province and northern Jiangsu province. Yungui plateau region contains Yunnan province, western-central Guizhou province and western Guangxi province. The South-central region contains eastern Guizhou province, south-central Hunan province, northwest Jiangxi province, east-central Hubei province, central Anhui and southwest Jiangsu province. The Southeast region contains southeast Guangxi province, Guangdong, Hainan, Fujian and Zhejiang province, eastern Jiangxi, southern Anhui and Taiwan.

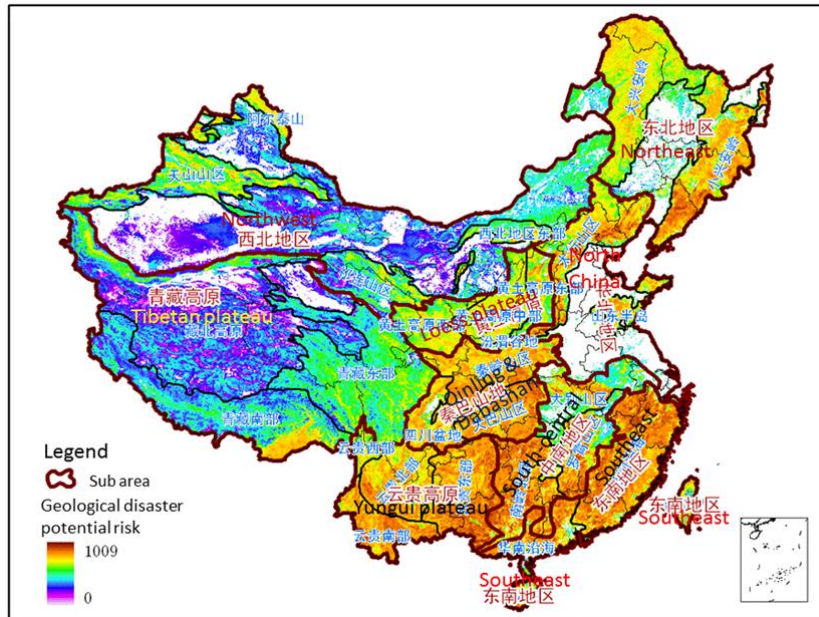


Fig. 3. The geological disaster potential risk distribution and nine warning areas in China.

### Data source and induced factor

#### Data source

In study, historical geological disasters with significant casualties, economic losses, weather-related were selected to analyze, and extracted total 18,069 disasters from January 1950 to October 2010, including 2,155 debris flows, 15,914 landslides and rockfalls, all historical geological disasters data are coming from China Geo- Environmental Monitoring Institute. As the principle, to select precipitation of the nearest weather station (Fig.4) from the geological disaster point, extracted daily rainfall data set of them. In order to eliminate the earthquake and man-made factors, rainfall data set need to rule out by considering situations such as no rain but with earthquake induced geological disaster, or recently no rain in two days but with debris flow. In the same county, it recorded several geological disasters on the same day, corresponding to only one weather station in each country, just regarded as one geological disaster point to extract daily rainfall. Finally, collected 12,777 rainfall datasets to be used in analysis and modeling.

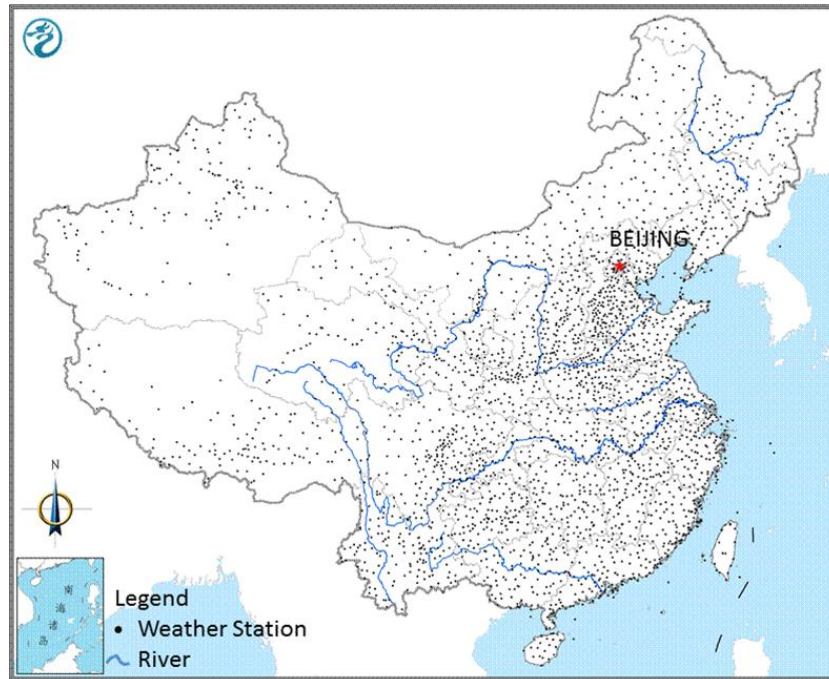


Fig. 4. Meteorological observation stations in China (total 2,513 stations).

In model verification, the samples of geological disaster of 2015, which had collected from the disaster website of China meteorological administration, were used for nine warning areas model test, and in the case test of Jiang xi province, group-occurring geological disasters with field survey were used in southeast warning area model test.

#### *Geological disasters induced factors*

The precipitation of the early day and the day when geological disasters occurred both can lead to geological disasters, but how long of antecedent rainfall depend on the conditions of geological and climate, the present study selected days for 3-30 days [Zhang G.C., 2014]. First, selected 16-day daily rainfall before geological disasters for factor analysis, the daily average rainfall characteristics as show in Fig. 5: the rainfall of the disaster day and the day before are significantly greater than the other days; the mean daily rainfall in 3-16 days before geological disasters occurred have little difference. Considered daily rainfall of 16-day are induced factors and to analysis. Further factors analysis found that factors correlation of the daily rainfall of 16-day are poor, and principal component analysis found that 16-day daily rainfall not suit for this simulation method and the rainfall of the disaster day and the day before cannot have represented other daily rainfall. Cluster analysis also showed that all daily rainfall of 16-day was fit to merger analysis as one class. Referent to debris flow study of Jiangjiagou [Tian, 2008], selected effective rainfall to combine together as induces factor, and the calculation formula is:

$$R = \sum_0^n 0.8^n r_n, \quad (1)$$

where  $R$  is effective rainfall,  $r_n$  is daily rainfall, 0.8 is decreasing coefficient,  $n$  is days of effective rainfall. In modeling, let  $n = 15$ .



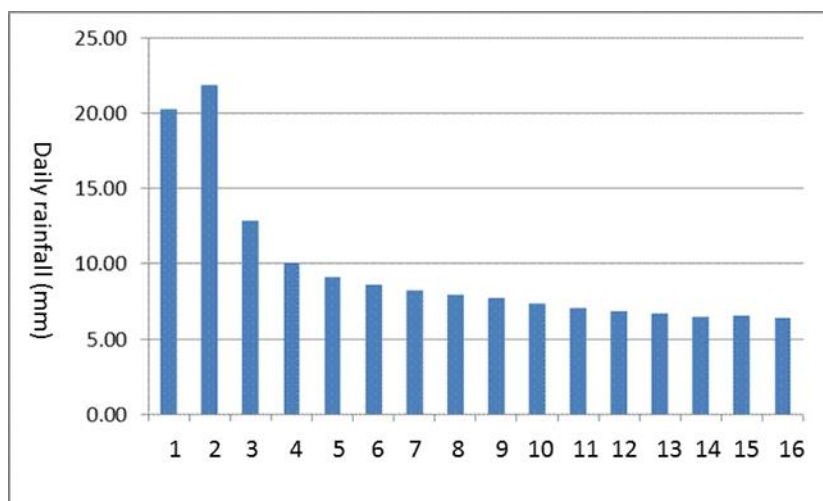


Fig. 5. Daily average precipitation of geological disaster before 16 days

### The determination of geological disaster warning critical rainfall

#### *Factor probability fitting method*

To calculate all 16 days effective rainfalls in geological disasters according to the formula (1), and percentile in the 1% interval, and regard as effective rainfall induced geological disaster probability samples (frequency), totally 100 sample points to carry on the Logarithmic, Quadratic terms, Cubic, the Power function fitting. By the Table 1, four kinds of fitting methods determination coefficient  $R^2$  values were greater than 0.9 and Cubic fitting  $R^2$  is the greatest one with value 0.991, in principle, all fitting methods can be used for simulation, but by the Fig. 6, only Cubic fitting curve is much more consistent as sample, except the curve at high probability on 94%, corresponding 238.6mm effective rainfalls. So, try to take sectional curve fitting and see if that can improve overall performance. According to the sample sequence, divide into two sequences as 1%-94% and 95%-100%, fitting respectively.

Table 1. Evaluation of 3 kinds of fitting and parameter estimates

Equation	The model summary					Parameter estimates			
	$R^2$	F	df1	df2	Sig.	constant	b1	b2	b3
Logarithmic	-0.907	955.404	1	98	-0.000	-0.351	0.217		
Quadratic	-0.915	520.316	2	97	-0.000	0.162	0.005	-4.201E-6	
Cubic	-0.991	3637.581	3	96	-0.000	0.058	0.008	-2.121E-5	1.500E-8
Power	-0.957	2196.939	1	98	-0.000	0.023	0.714		

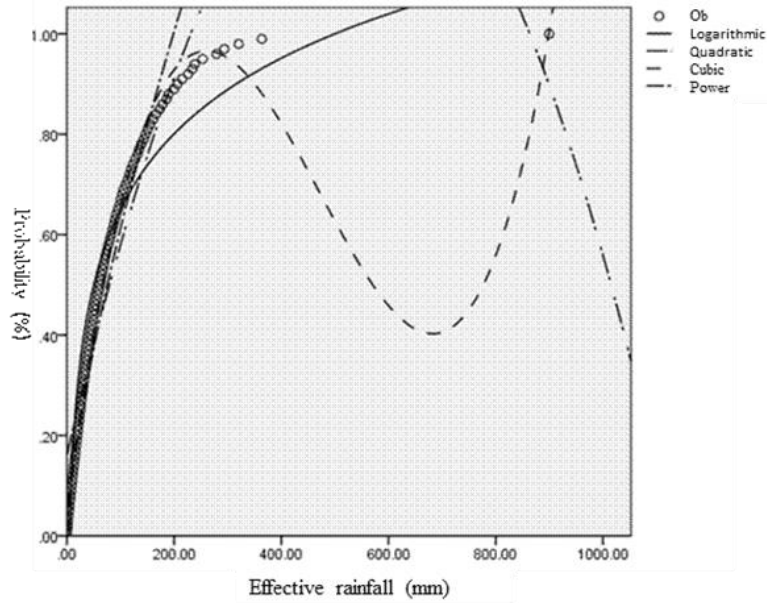


Fig. 6. Four kinds of Probability fitting curve

First to simulate 1%-94% sample sequence with Quadratic terms, Cubic, the Power function fitting methods, and results shown as Table 2 and Fig. 7, the  $R^2$  of Cubic fitting method is up to 1 with perfect simulation, in contrast, fitting effects on the quadratic curve and power function curve are slightly less perfect.

Table 2. Evaluation of 3 kinds of fitting and parameter estimates between 1% and 94%

Equation	The model summary					Parameter estimates			
	$R^2$	F	df1	df2	Sig.	constant	b1	b2	b3
Quadratic	0.994	7021.743	2	91	0.000	0.048	0.008	-2.013E-5	
Cubic	1.000	81858.624	3	90	0.000	0.012	0.011	-4.806E-5	8.437E-8
Power	0.981	4636.790	1	92	0.000	0.020	0.762		

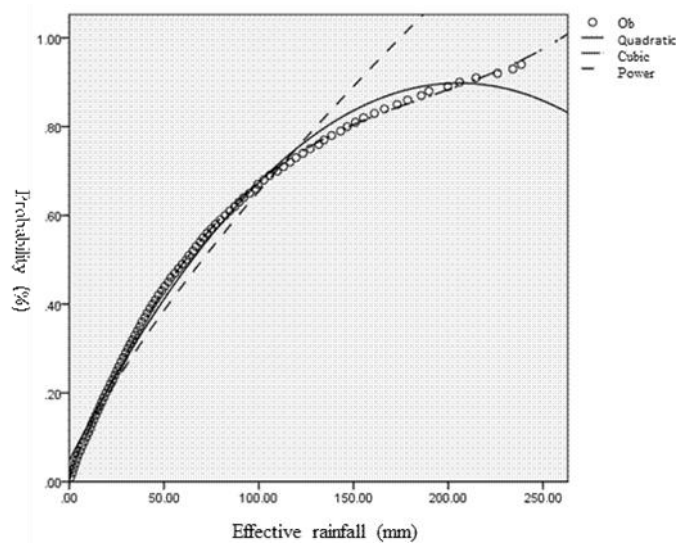


Fig. 7. Three kinds of Probability fitting curve between 1% and 94%

In the 95%-100% sample sequence, it's only 5 sample points and value of effective rainfall vast as 253.2mm to 899.6mm, so needed to divide into more samples by percentile with



interval 0.5%, and simulate as same methods used in 1%-94% sample sequence, and results shown in Table 3 and Fig.8, the  $R^2$  of Cubic and quadratic fitting are both 0.985, same simulative effect, but Power function simulation is general fitting effect.

Table 3. Evaluation of 3 kinds of fitting and parameter estimates between 95% and 100%

Equation	The model summary					Parameter estimates			
	$R^2$	F	df1	df2	Sig.	constant	b1	b2	b3
Quadratic	0.985	269.250	2	8	0.000	0.812	0.001	-5.302E-7	
Cubic	0.985	269.250	2	8	0.000	0.812	0.001	-5.302E-7	0.000
Power	0.608	13.971	1	9	0.005	0.781	0.038		

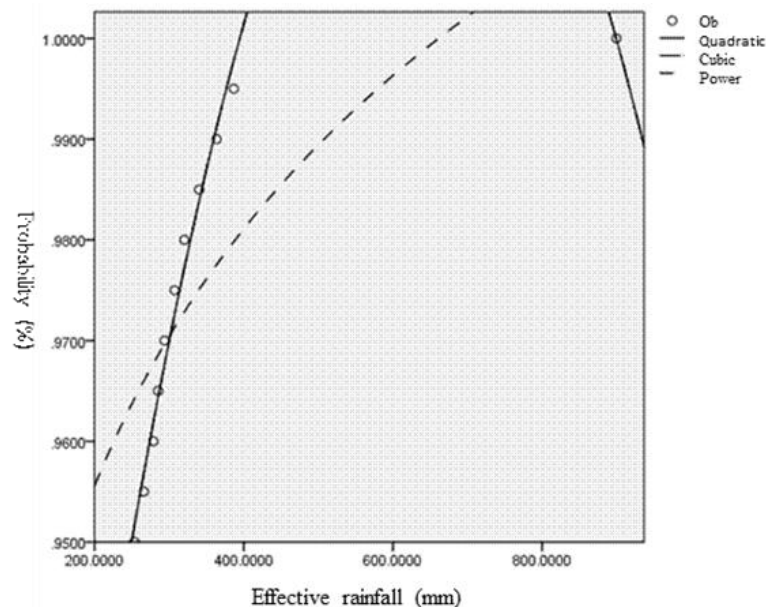


Fig. 8. Three kinds of probability fitting curve between 95% and 100%

By the analysis, the subsection Cubic fitting method is the best method in the geological disaster occurrence probability modeling, so in the next step, modeling in 9 warning areas with the subsection Cubic fitting method. But sometimes subsection quadratic fitting method also well enough in modeling.

### Partition modeling

Assume in same warning area, other underlying conditions of geological disaster occurrence are similar, but precipitation as the sole determinant, so only need to focus on statistical relationship between precipitation factor and the geological disasters, and establish the geological disaster probability forecast model.

In each warning area, due to less sample contrast to whole country, so need to carry out the percentile ranking with 0.5% interval in 16-day effective rainfall, get total 200 samples to simulate, follow the subsection fitting way, fitting by Quadratic terms, Cubic, the Power function fitting methods. In all warning area, Cubic fitting is the best one in fitting, and second is the Quadratic terms fitting, the value of subsection point is not same in each warning area. The selection of subsection point is decided by subjective judgement, observing the overall sample fitting curve form, and to choose the point in most different fitting curve part. In this way, eventually have 18 built subsection fitting equations in 9 warning areas, basically Cubic fitting equations, that can calculate geological disaster occurrence probability by given 16-day effective rainfall.



Then, for example, choose Yungui plateau and Southeastern region to simulate analysis. Yungui plateau region were extracted 3148 effective rainfall samples, rainfall values range from 0.01 mm to 328.94 mm, at 0.5% intervals percentile sorting, sort out 200 sample points to simulate by Quadratic terms, Cubic, the Power function fitting methods. In the results, the  $R^2$  in Cubic fitting is the greatest ( $R^2=0.996$ ) and simulation is best, but the fitting curve has more difference in the point of 92.5% (corresponding effective rainfall 114.12 mm), so choose the point to divide into 0.5%-92.5% and 93%-100% sequences to simulation again, at last, as Fig. 9 shown, in the previous sequence, Quadratic terms fitting effect is best and  $R^2=0.997$ ; in the second sequence, Cubic fitting effect is best and  $R^2=0.999$ .

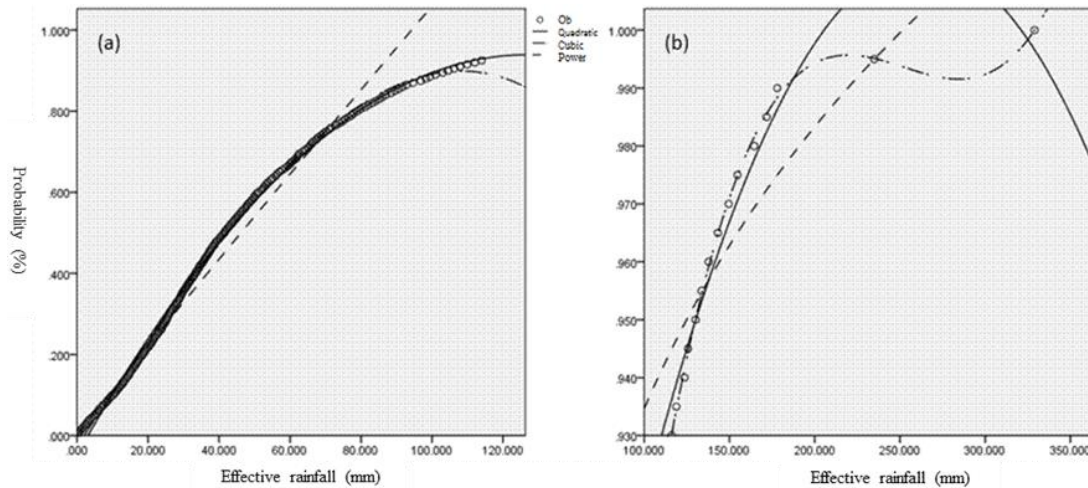


Fig. 9. Three kinds of Probability piecewise fitting curve in Yungui plateau region (a) 0.5% - 92.5%, (b) 92% - 100%

Therefore, according to division value 114.12 mm of 16-day effective rainfall, constructs two fitting equations in Yungui plateau region:

$$P_{13} = -0.047 + 0.0156x - 6.131x^2 \times 10^{-5}, \quad x \leq 114.12, \quad (2)$$

$$P_{14} = 0.531 + 0.0057x - 2.295x^2 \times 10^{-5} + 3.033x^3, \quad x \leq 114.12, \quad (3)$$

where  $P_{13}$  and  $P_{14}$  are geological disaster occurrence probability,  $x$  is 16-day effective rainfall.

Southeastern region was extracted 2202 effective rainfall samples, rainfall values range from 0.03 mm to 899.58 mm, at 0.5% intervals percentile sorting, sort out 200 sample points to simulate by Quadratic terms, Cubic fitting methods. In the results, the  $R^2$  in Cubic fitting is the greatest ( $R^2=0.993$ ) and simulation is best, but the fitting curve has more difference in the point of 81.5% (corresponding effective rainfall 182.33mm), so choose the point to divide into 0.5%-81.5% and 82%-100% sequences to simulation again, at last, as Fig. 10 shown, in both sequences, Cubic fitting effect is best and first sequence,  $R^2=1$ , in the second sequence,  $R^2=0.999$ .

Therefore, according to division value 182.33 mm of 16-day effective rainfall, constructs two fitting equations in southeastern region:

$$P_{17} = 0.001457 + 0.00933x - 4.052x^2 \times 10^{-5} + 7596x^3 \times 10^{-8}, \quad x \leq 182.33, \quad (4)$$

$$P_{18} = 0.34437 + 0.003716x - 6.807x^2 \times 10^{-6} + 3.875x^3 \times 10^{-9}, \quad x \leq 182.33, \quad (5)$$

where  $P_{17}$  and  $P_{18}$  are geological disaster occurrence probability,  $x$  is 16-day effective rainfall.

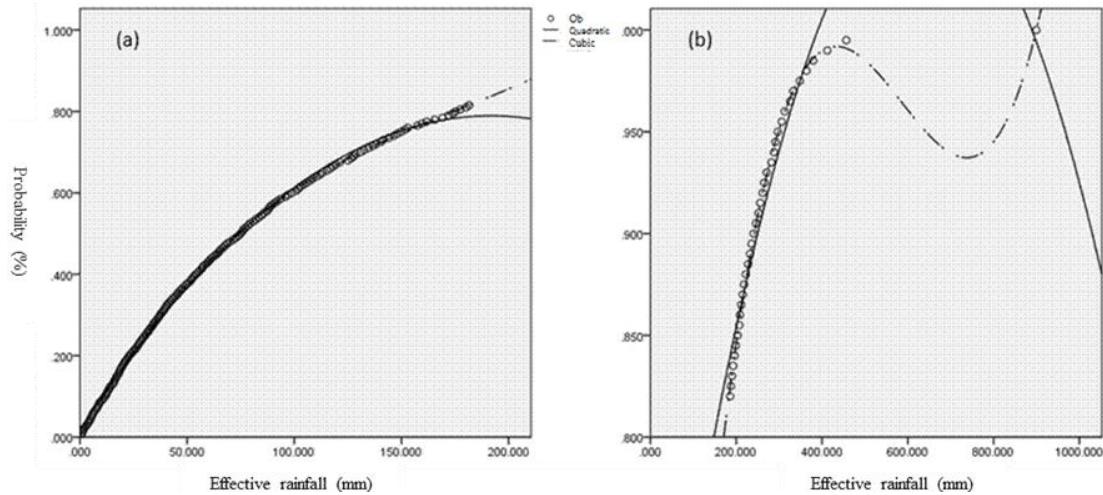


Fig.10 Three kinds of Probability piecewise fitting curve in Southeast China (a) 0.5% -81.5%, (b) 82% - 100%

### Critical rainfall

Due to the geological disaster potential risk has very little temporal and spatial variation, can be used as a static background in the warning business of geological disaster forecast, but precipitation is the dynamic change of every day. So mainly consider dynamic precipitation induced geological disaster, regard high probability effective rainfall is high risk critical rainfall. In practice, when the geological disaster occurrence probability of 20%, 40%, 60%, 80%, it corresponds effective rainfall, and regarded as critical rainfall, and corresponding as blue, yellow, orange, red alert critical rainfall (Table 4). Because effective rainfall is the sum of the disaster day rainfall and antecedent rainfall, therefore critical rainfall criterion is a dynamic change, for the same forecast station (warning), in the case of it will be rain in the 2 days, today and tomorrow the same warning level are needed different precipitation. In actual situation, same warning area has different precipitation distribution in same period, so if forecast same precipitation in all region, the forecast stations have different warning level distribution. So, in business, forecaster may calculate for 1-100% probability of effective rainfall in warning area, combined to business reference table, and then calculate 15 days effective rainfall in forecast sites, then only need to focus on 24h precipitation forecast, look-up table, and can quickly get the probability value of forecast site and judge the geological disaster meteorological warning level, the judgement operation of warning level is simple and quick, correction is relatively easy.

Table 4. Critical warning values of effective rainfall

Warning Level	Regions								
	Northwest	North east	Tibetan plateau	Loess plateau	Qinling and Dabashan	North China	Yungui plateau	South-central	Southeast
Blue	1.8	10.9	11.3	5.1	15.0	10.6	18.8	15.8	23.6
Yellow	4.9	25.9	18.4	12.1	34.1	26.8	33.6	34.2	54.8
Orange	11.3	47.4	26.2	20.4	61.5	57.6	51.4	65.5	99.7
Red	21.7	98.7	39.5	40.2	104.4	138.6	79.2	122.9	175.7



### Model test

In the case test in all warning regions, selected totally 172 geological disasters as test samples in April to October, 2015, those disasters both caused directly economic loss and casualties. To extract daily precipitation of weather station nearby disaster, calculate 16 days effective rainfall, according to table 4 discriminant warning level and analyze model forecast performance (Table 5). Analysis results show that the model in blue and the above levels forecast 152 times, accounting for 88.4% of the total samples, percentage of yellow, orange and red warning prediction respectively is 17.4%,30.8% and 26.2%, and the yellow and above levels successful prediction ratio over 74.4%, it's proof that the effective rainfall probability model has a good reference.

Table 5. Forecast times and proportions of different geological disaster warning level

Warning levels	No warning	Blue	Yellow	Orange	Red	Blue and above levels	Yellow and above levels	Orange above level
times	20	24	30	53	45	152	128	98
Ratio/%	11.6	14.0	17.4	30.8	26.2	88.4	74.4	57.0

The other case test is located in Jiangxi province of the Southeast region, there had heavy rainfall in the south-central of Jiangxi province between May 18-20, 2015, the process accumulation rainfall of Xingguo, Yudu and Shicheng counties are more than 100 mm, north and central part of Xingguo county reached 200-497mm, the heaviest rainfall time mainly among the night of 18 to the day time of 19.

Influenced by the heavy precipitation process, Xingguo, Yudu and Shicheng counties was appeared a lot of geological disasters. Through disaster survey and field investigation, a total of 1806 geological disasters with detail latitude and longitude and occurrence time accurate to hours, are collected. By occurrence time, to extract hourly precipitation in 16 days from automatic meteorological station nearby disaster, and finally get 645 effective rainfall test samples.

According to the early warning critical rainfall of southeast region, combined with effective rainfall of disasters, discriminant early warning level, and to analyze model prediction performance (Table 6), found that the model in blue warning accounted for 11% of the total number of forecast, percentage of yellow, orange and red warning prediction respectively is 18%,42% and 33.3%, the yellow and above levels successful prediction ratio over 87.3%, only 1.7% disasters did not identify. The model criterion effect is good and strong prediction ability.

Table 6 Forecast times and proportions of geological disaster risk

Warning levels	No warning	Blue	Yellow	Orange	Red
times	11	72	78	275	218
Ratio/%	1.7	11.0	18.0	42.0	33.3

EC numerical model in the process of the precipitation forecast in Xingguo, Yudu and Shicheng counties is generally medium to heavy rain, less one magnitude than real rainfall, even less than two orders of magnitude, precipitation numerical model have modest forecast effects. By the EC's precipitation forecast and 15days effective rainfall, to judge the early warning level of samples, and forecast level basically to blue level, a few to yellow level and seldom to orange level.



## Summary

By the study of geological disaster potential risk zoning, induced factor analysis and selection, modeling, and the critical rainfall, the article gets the following conclusion:

- a) It can be divided into 9 early warning regions by geological disaster potential risk zoning.
- b) The factor of geological disaster induced by precipitation is effective rainfall.
- c) In the simulation of effective rainfall probability, the subsection Cubic fitting method is the best, and establish geological disaster occurrence probability model
- d) The case tests verify critical rainfall which draw by geological disaster occurrence probability model, determine early warning level method is simple, easy to operate, and practical with high warning accuracy.

In addition, 9 warning regions isn't enough in research, need further refinement of partitions, to establish forecast equations, and next step, explore double factors forecast model with the geological disaster potential risk degrees and effective rainfall factor, to judge the geological disaster meteorological warning level more reasonable and comprehensive.

## Acknowledgements

This research funded by the following the project: Meteorological industry standard project of China (Grants QX/T-2018-19); the National key research and development program of China (Grants No.2016YFC0402702); the National Natural Science Foundation of China (Grants No.41775111 and 51509043).

## Reference

- Chae B.G., Kim M.I. (2012). Suggestion of a method for landslide early warning using the change in the volumetric water content gradient due to rainfall infiltration. *Environmental Earth Sciences*, 66: 1973-1986.
- Cui P., Liu S.J., Tang W.P., et al. (2000). Progress of debris flow forecast in china. *Journal Of Natural Disasters*, 9: 10-15.
- Del Ventisette C., Casagli N., Fortuny-Guasch J., et al. (2012). Ruinon landslide (Valfurva, Italy) activity in relation to rainfall by means of GBInSAR monitoring. *Landslides*, 9: 497-509.
- Di J.Y., Wang Z., Tian H., et al. (2015). A risk forecast method for Southwest road damages based on precipitation. *Journal of Applied Meteorological Science*. 26: 268-277.
- Florence W.Y. Ko, Frankie L.C. Lo. (2016). Rainfall-based landslide susceptibility analysis for natural terrain in Hong Kong - A direct stock-taking approach. *Engineering Geology*, 215: 95-107.
- Gao S., Zhou P.G., Dong Y., et al. (2002). Study on techniques and methods for prediction and warning of debris flow. *Journal of Engineering Geology*. 10: 279-283.
- Jibson R.W. (2006). The 2005 La Conchita, California, landslide. *Landslides*, 3: 73-78.
- Liu X.L., Yu C.J., Shang Z.H. (2011). Risk mapping and spatial pattern of debris flow and landslide hazards in China. *Journal of Basic Science and Engineering*, 19: 721-730.
- Shi P.J. (2002). Theory on disaster science and disaster dynamics. *Journal of Natural Disasters*, 11:1-9.
- Tian B., Wang Y.Y. (2008). Weighted relation between antecedent rainfall and process precipitation in debris flow prediction – A case study of Jiangjia Gully in Yunnan Province. *Bulletin of Soil and Water Conservation*. 28: 71-75.
- United Nations, Office for the Coordination of Humanitarian Affairs (1992). Internationally agreed glossary of basic terms related to disaster management. DNA/93 /36, Geneva.
- Xie Q.W., Liu Y.H., Tang C. (2013). Early warning statistical model of sudden geological hazards and its application. *Journal of Jilin University (Earth Science Edition)*, 43: 1614-1621.
- Yang X.B., Chen L.Q., Liu Y.Y., et al. (2011). Spatial and temporal distributions of probability classification of precipitation and temperature anomalies over China. *Journal of Applied Meteorological Science*, 22: 513-523.
- Yao X.X., Xu J., Xue J.J., Zhang F.F., Niu R.Y. (2005). A potential forecast model for geological-related disasters based on precipitation. *The Chinese Journal of Geological Hazard and Control*, 16: 97-102.
- Yu H.Y., Liu S.H., Zhao N. (2011). Characteristics of air temperature and precipitation in different regions of China from 1951 to 2009. *Journal of Meteorology and Environment*, 27: 1-2.
- Yun T., Chuan T. (2013). The influence of human activity and precipitation change on mid-long term evolution of landslide and debris flow disasters. *Sciences in Cold and Arid Regions*, 5(6): 715-721.
- Zhan G.P. (2014). Study on the relation between effective precipitation and landslide/debris-flow with probabilistic model. *Meteorological Monthly*. 40: 886-889.



- Zhang G.C. (2014). Natural disaster risk assessment and regionalization principles and methods. Meteorological press (Beijing), 58-79.
- Zhang G.P., Song J.Y., Shao X.L., et al. (2015). Case analysis of forecast and evacuation of recent large geological disasters in China. *Journal of Natural Disasters*. 24: 20-26.
- Zhang Y.Y., Hu X.W., Zhu H.Y. (2007). Prospect of research on relationship between landslide and rainfall. *Journal of Natural Disasters*. 16: 104-107.
- Zhou M.L., Shao X.M., Luo M.F. (2014). Method and application of landslide geological hazard early-warning in Wenzhou city. *The Chinese Journal of Geological Hazard and Control*, 25: 90-96.
- Zhu L.X., Wu X.C., et al. (2004). Risk zonation of landslide in China based on information content model. *Journal of Earth Science and Environmental*, 26: 52-56.





## A monitoring barrier for investigating debris flow/structure/ground interactions

**G. Nagl, R. Kaitna, J. Hübl**

*Institute of Mountain Risk Engineering, University of Natural Resources and Life Sciences, Vienna, Austria, georg.nagl@boku.ac.at*

Alpine regions are exposed to different mass wasting processes, including debris flows, landslides, and rock fall. Debris flows are highly mobile gravity driven mixtures of sediment and water. The combination of high velocities and the capacity to carry large boulders endangers human lives and infrastructures. For the design of mitigation measures a realistic design value of the expected impact pressure is required, but not yet available. Due to the destructive power of debris flows real scale data are rare. For this reason, a new monitoring barrier was built in the Gadria creek in South Tyrol, Italy, to measure the interaction between debris flows, the engineering structure and the ground. In total more than 50 sensors were installed measuring flow properties like flow depth, normal stress, shear stress, pore fluid pressure and the internal velocity profile, as well as the impact pressure onto the barrier structure. In the first year of operation (2017) two small debris flows were recorded with a maximum flow depth of around 1 to 1.5 m. Variations of flow depth go in line with normal stress and fluid pressure. For the two events densities ranged from 1,800 to 2,000 kg/m<sup>3</sup> and for some sections of the flow the material was close to liquefaction. Though flow depth and velocities were rather small, impact pressures were up to 40 kPa. The outcomes from our monitoring efforts will improve engineering design criteria and may also provide a benchmark for debris flow model testing.

*debris flow, monitoring, check dam*

## Контрольно-измерительный барьер для исследования взаимодействия селя с сооружениями и земной поверхностью

**Г. Нагль, Р. Каитна, Й. Хюбль**

*Институт инжиниринга горных рисков, Университет природных ресурсов и наук о жизни, Вена, Австрия, georg.nagl@boku.ac.at*

Альпийские районы подвергаются различным процессам массовых смещений материала, таким как сели, оползни и обвалы. Сели представляют собой высококомобильные смеси наносов и воды. Сочетание высоких скоростей и способность переносить большие валуны ставят под угрозу жизнь людей и инфраструктуру. Для разработки мер по смягчению требуется реалистичное расчетное значение ожидаемого ударного давления. Из-за разрушительной силы обломков реальные данные реальной величины давления редко удается получить. По этой причине в русле Гадрии в Южном Тироле, Италия, был построен новый барьер для измерения взаимодействия между селевыми потоками, инженерными конструкциями и землей. Всего было установлено более 50 датчиков, измеряющих такие свойства потока, как глубина, нормальное напряжение, напряжение сдвига, давление поровой жидкости и профиль внутренней скорости, а также ударное



давление на барьерную конструкцию. В первый год работы (2017 г.) были зарегистрированы два небольших селя с максимальной глубиной потока около 1-1,5 м. Вариации глубины потока идут в соответствии с нормальным напряжением и давлением жидкости. Для двух событий плотность составляла от 1800 до 2000 кг/м<sup>3</sup>, а на некоторых участках потока материал был близок к сжижению. Хотя глубина и скорость потока были относительно небольшими, ударное давление составляло до 40 кПа. Результаты наших мониторинговых работ улучшат критерии инженерного проектирования и могут также стать эталоном для тестирования модели селевых потоков.

*сель, мониторинг, контрольно-измерительный барьер*

## Introduction

Monitoring represents the backbone of investigations of the scientific community on mass wasting processes like debris flows. The observation of real events provides high quality information of essential parameters like rainfall thresholds or depth of discharge and gain essential insights to general behavior. The information from monitoring stations helps to guide the development of simulation models and to improve hazard assessment.

For the design of structural mitigation measures the knowledge of flow depth, density, velocity, impact force and total discharge are needed [Arattano & Marchi, 2000]. Since debris flows are mixtures of sediment and water the impact forces are expected to comprise the dynamic fluid pressure as well as single impact forces by particles. The measurements of these parameters pose a challenge for the scientific community. Only some efforts were done in the past to quantify these parameters in real scale [e.g. Hu et al., 2011; Zhang, 1993; Suwa et al., 1973; Bugnion et al., 2012].

Following a hydrodynamic approach, the main factors of the impact pressure ( $P$  in N/m<sup>2</sup>) are density  $\rho$  in kg/m<sup>3</sup>), velocity ( $v$  in m/s), and an empirical coefficient  $\alpha$  which takes into account the impacts of grains additionally to the fluid pressure. This coefficient typically varies between 0.4 and 2 in real scale applications and up to 12 in small scale experiments.

$$P = \alpha \cdot \rho \cdot v^2. \quad (1)$$

Furthermore, several studies relate the impact forces of debris flows to the Froude number [e.g. Hübl et al., 2009; Armanini et al., 2011]. By determining the effect of the Froude number (ratio of inertial forces to gravitational forces), Hübl et al., [2009] illustrate by analysing a scale free relationship of the normalized empirical value of the hydrodynamic model and the normalized impact forces, that the hydrodynamic model does not perform well by low Froude regimes. Overall, these studies highlight the need for data densification of real scale debris flow impact in low Froude regimes, to investigate the complexity of impact forces.

## Method

In 2016, a monitoring barrier was built to investigate the check dam/debris flow interaction. The check dam is situated in the Gatria torrent in South Tyrol, Italy, which is prone to frequent debris flow events due to a high sediment availability in the upper catchment [Comiti et al., 2014]. More than 50 sensors were installed measuring flow properties like flow depth, normal stress, shear stress, pore fluid pressure and the internal velocity profile, as well as the impact pressure onto the barrier structure [Nagl & Hübl, 2017].



Fig. 1. Monitoring Barrier with fourteen load cells on the front

The monitoring barrier consists of a single concrete element covered with steel plates in the middle of the channel with fourteen load cells on the front of the barrier. The load cells can measure impact pressures up to 2,000 kN, see Fig. 1. The sampling frequency of each load cell is 19,200 Hz. To measure the normal force, one force plate was installed in front and one 2 m aside of the barrier, both recording with a sampling frequency of 2,400Hz. Additionally, ultrasonic sensors above the force plates are used to determine the flow height.

Two debris flows were successively recorded with a maximum flow depth of around 1 to 1.5 m in the year 2017.

### Data

Herein, we present preliminary results of in-situ measurement of the first events in 2017. The first debris flow was triggered on the 10th of July 2017 during an intense, short duration rainfall of about 12 mm. The hydrograph of the debris flow was marked by one main surge (Fig. 2a). The antecedent part was characterized by a steep boulder-rich front, followed by a more dilute tail with fewer boulders visible on the surface. Video analysis showed that the surface particles moved faster than the bulk velocity and were thus transported to the front. At the front small boulders were overrun, and bigger particles pushed forward, similar as described by Pierson [1986]. From the video recording and measurements of the basal pore fluid pressure we assume that the interstices between the solids were filled with muddy slurry.

The density, which was calculated from the normal stress and flow depth measurements decreased from more than 2,000 kg/m<sup>3</sup> at the front to 1,500 kg/m<sup>3</sup> at the tail of the flow, illustrated in Figure 2b. This observation is in accordance with other monitoring results [McArdell, 2016; McCoy *et al.*, 2013], and is related to the focusing of large particles at the front.

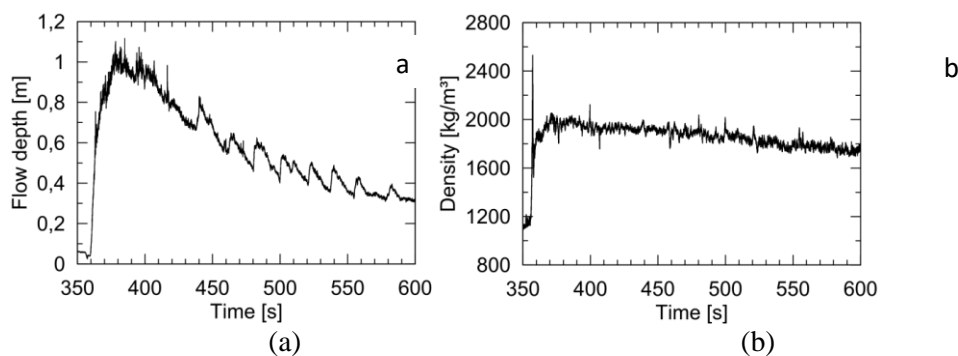


Fig. 2. Flow depth (a) and density (b) of debris flow event on 10th of July 2017

Particle tracking based on the digital video material was carried out to determine a time series of surface velocities. We find that the surface velocity first quickly increased to a value of around 1.3 m/s, and then decreased to fluctuate around 1 m/s (Fig. 3).

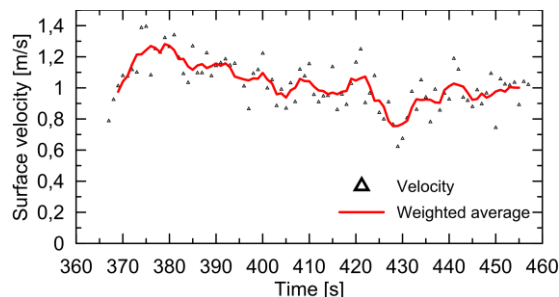


Fig. 3. Surface velocity during the impact

During the event, four load cells were exposed to the flow and measured impact pressures at different heights. A moving average filter of 19,200 smoothed each time series to reduce the high noise and the influence of particle impact (Fig. 4). The maximum impact force values and corresponding stress values (by dividing impact force with the area of 0.031 m<sup>2</sup> of the load plate) are shown in Table 1. The lowest load cell 1 shows the highest forces at the beginning up to 1 kN. At increasing height of the load cells the impact forces decrease.

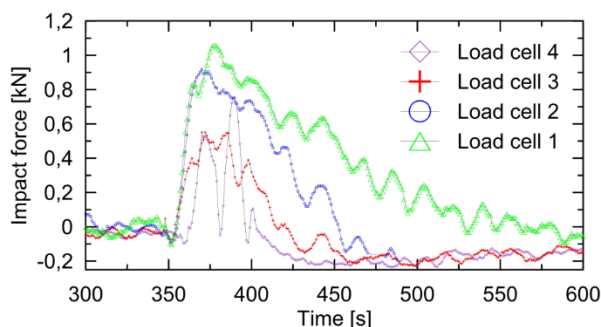


Fig. 4. Impact pressure.

Table 1. Measured impact force and impact pressure of four load cells.

	Load cell 1	Load cell 2	Load cell 3	Load cell 4
<b>Max. impact force [N]</b>	1,058	917	551	754
<b>Max. impact pressure [N/m<sup>2</sup>]</b>	33,710	29,214	17,558	24,042

We also back-calculated the empirical coefficient  $\alpha$  for the hydrodynamic impact model for the four loads cells by rearranging equation 1. Taking the derived density and the velocity during the impact into account,  $\alpha$  ranged between 5.2 and 10.0, illustrated in Table 2. The Froude number of this event was about 0.38.

Table 2. Empirical value  $\alpha$  of the hydrodynamic impact model.

	Load cell 1	Load cell 2	Load cell 3	Load cell 4
<b><math>\alpha</math></b>	10.0	8.6	5.2	7.1

## Discussion

Data from previous studies based on small-scale experiments [Scheidl *et al.*, 2013; Cui *et al.*, 2015; Zanuttigh & Lamberti, 2006; Kim *et al.*, 2013; Hübl & Holzinger, 2003; Watanabe & Ikeya, 1981] and real-scale measurements [Bugnion *et al.*, 2012; Hu *et al.*, 2011] suggest a dependence of the empirical value on the Froude number. The data from this study show high back-calculated empirical value for the hydrodynamic model in Fig. 5 in the low Froude regime and indicate a problem of the hydrodynamic model in low Froude regimes.

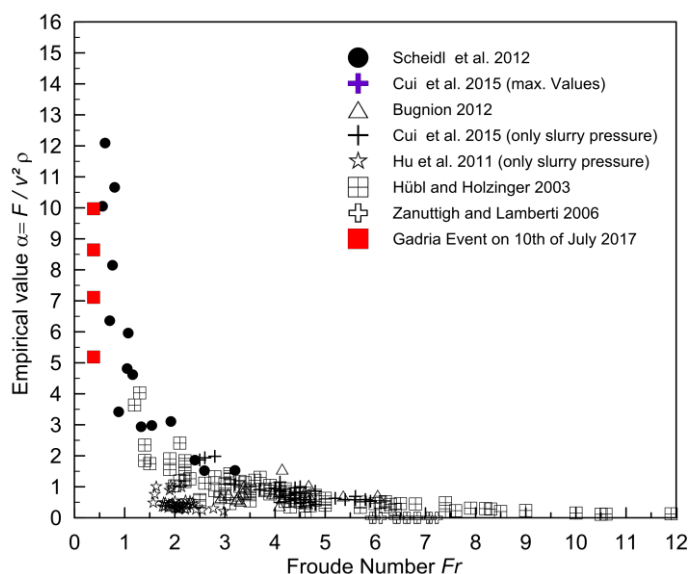


Fig. 5. Froude number vs empirical value

There is abundant room for progress in determining further investigations to illuminate the connection of the Froude number on the dynamic behaviour of debris flows.

## Conclusion

In this paper, we present the first preliminary results of in-situ measurement of the debris flow impact pressures in the Gadria torrent. The small event showed densities from 2,000 to 1,500 g/m<sup>3</sup> and velocities up to 1.3 m/s at the front. Impact forces on the front were up to 1 kN. The measured forces highlighted the problem of the empirical coefficient of the hydrodynamic model in low Froude regimes. Further in-situ real time measurements also will help to densify the database of real scale debris flows and improve hazard assessments.

## Acknowledgement

The monitoring barrier has been conducted through a cooperation of the Department of Civil Protection of the Autonomous Province of Bozen-Bolzano in Italy and the University of Natural Resources and Life Science, Vienna.

## References

- Armanini A., Larcher M., Odorizzi M. (Eds.) (2011). Dynamic impact of a debris flow front against a vertical wall. *Italian Journal of Engineering Geology and Environment*.
- Bugnion L., Boetticher A., Wendeler C. Large scale field testing of hillslope debris flows resulting in the design of flexible protection barriers.
- Bugnion L.; McArdeall B.W.; Bartelt P.; Wendeler C. (2012). Measurements of hillslope debris flow impact pressure on obstacles. *Landslides* 9(2): 179–187.
- Comiti F., Marchi L., Macconi P., Arattano M., Bertoldi G., Borga M., et al. (2014). A new monitoring station for debris flows in the European Alps. First observations in the Gadria basin. *Natural Hazards*, 73(3): 1175–1198. doi: 10.1007/s11069-014-1088-5.



- Costa J.E. (1984). Physical geomorphology of debris flows. In : *Developments and applications of geomorphology*: Springer, pp. 268–317.
- Cui P., Zeng C., Lei Y. (2015). Experimental analysis on the impact force of viscous debris flow: Impact Force of Debris Flow. *Earth Surface Processes and Landforms*, 40(12): 1644–1655. doi: 10.1002/esp.3744.
- Hu K., Wei F., Li. (2011). Real-time measurement and preliminary analysis of debris-flow impact force at Jiangjia Ravine, China. *Earth Surf. Process. Landforms*, 36(9):1268–1278. doi: 10.1002/esp.2155.
- Hübl J., Holzinger G. (2003). Entwicklung von Grundlagen zur Dimensionierung kronenoffener Bauwerke für die Geschiebemanagement in Wildbächen. Kleinmaßstäbliche Modellversuche zur Wirkung von Murbrechern. Edited by Institut of Mountain Risk Engineering. WLS Report. Wien (50 Band 3) (in German).
- Hübl J., Suda J., Dirk P., Kaitna R., Scheidl Ch. (2009). Debris flow impact estimation. In *International Symposium on water management and hydraulic engineering*.
- Kim Y., Nakagawa H., Kawaike K., Zhang H. (2013). Study on characteristic analysis of closed-type Sabo dam with a flap due to dynamic force of debris flow. In *Annals of the Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University* (56).
- McArdell B.W. (2016). Field measurements of forces in debris flows at the Illgraben: Implications for channel-bed erosion. *International Journal of Erosion Control Engineering*, 9(4): 194–198.
- McCoy S.W., Tucker G.E., Kean J.W., Coe J.A. (2013). Field measurement of basal forces generated by erosive debris flows. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 118(2): 589–602. doi: 10.1002/jgrf.20041.
- Nagl G., Hübl J. (2017). A check-dam to measure debris flow-structure interactions in the Gatria torrent. *Workshop on World Landslide Forum*, pp. 465–471. doi: 10.1007/978-3-319-53483-1\_55.
- Pierson T.C. (1986). Flow behaviour of channelized debris flows, Mount St. Helens, Washington. In A. Abrahams (Ed.): *Hillslope Processes*. Boston: Allen & Unwin, pp. 269–296.
- Scheidl Ch., Chiari M., Kaitna R., Müllegger M., Krawtschuk A., Zimmermann T., Proske D. (2013): Analysing debris-flow impact models, based on a small scale modelling approach. *Surveys in Geophysics*, 34 (1): 121–140. doi: 10.1007/s10712-012-9199-6.
- Suwa H., Okuda S., Yokoyama K. (1973). Observation system on rocky mudflow. *Bull. Disas. Prev. Inst., Kyoto Univ.*, 23(3-4), No.213.
- Suwa H. (1988). Focusing mechanism of large boulders to a debris-flow front.
- Watanabe M.; Ikeya H. (1981). Investigation and analysis of volcanic mudflows on Mt. Sakurajima, Japan. In: *IAHS Publ.* 133, pp. 245–256.
- Zanuttigh B., Lamberti A. (2006). Experimental analysis of the impact of dry avalanches on structures and implication for debris flows. *Journal of Hydraulic Research*, 44(4): 522–534. doi: 10.1080/00221686.2006.9521703.
- Zhang S. (1993). A comprehensive approach to the observation and prevention of debris flows in China. *Natural Hazards*, 7(1): 1–23.



## Geological and geotechnical findings of the catastrophic debris flow near Tskneti, Georgia, June 2015

P. Neumann<sup>1</sup>, M. Bauer<sup>1</sup>, M. Haidn<sup>2</sup>, K. Keilig<sup>1,3</sup>, Z. Menabde<sup>4</sup>, D. Dumbadze<sup>4</sup>

<sup>1</sup>*Baugeologisches Buero Bauer GmbH, Munich, Germany, mail@baugeologie.de*

<sup>2</sup>*Trumer Schutzbauten GmbH, Obertrum, Austria*

<sup>3</sup>*Technical University of Munich, Munich, Germany*

<sup>4</sup>*Caucasus Road Project Ltd., Tbilisi, Georgia*

In June 2015 a flash flood caused by a failure of a natural dam originated by a hazardous debris flow in the Vere valley hit Tbilisi. 23 persons lost their lives and property damages were huge. The catchment area is a region of high landslide susceptibility with a range of active and expectable processes with differing intensities/volumes. The event of 2015 must be seen as mega-event with recurrence periods of several 1000s of years or more. However, the landslide has created even more unstable conditions and weakened an already semi-stable system. As conclusion, the likelihood for medium to large subsequent events has risen significantly. Along with the planning of the reconstruction of the Tskneti-Samadlo-road and the Tskneti-Akhaldaba road some detailed geological investigations, e.g. large-scale engineering geological mapping, laser scanning, monitoring of groundwater level, movement measurements etc. were carried out or are still in progress. These first results brought some evidence of geological, hydrogeological and geotechnical setting in the Tskneti region and the types of processes (weathering, changes of water level) and landslides (rock slides, rockfalls, creeping etc.) that provided debris for the catastrophic event in 2015. This paper tries to give an idea of the general geomorphological and geological setting and the processes and shows which measures have been taken already and what is planned in the future to protect both roads and Tbilisi from further catastrophic hazards.

*debris flow, flash flood, geological mapping, geomorphology*

## Геологические и геотехнические уроки катастрофического селя около Цхнети, Грузия, в июне 2015 года

П. Нойманн<sup>1</sup>, М. Бауэр<sup>1</sup>, М. Хайдн<sup>2</sup>, К. Кайлиг<sup>1,3</sup>, З. Менабде<sup>4</sup>, Д. Думбадзе<sup>4</sup>

<sup>1</sup>*Baugeologisches Buero Bauer GmbH, Мюнхен, Германия, mail@baugeologie.de*

<sup>2</sup>*Trumer Schutzbauten GmbH, Обертрум, Австрия*

<sup>3</sup>*Мюнхенский технический университет, Мюнхен, Германия*

<sup>4</sup>*Кавказский дорожный проект Лтд., Тбилиси, Грузия*

В июне 2015 года в Тбилиси произошло внезапное наводнение, вызванное прорывом естественной плотины, подпруженной оползнем в долине реки Vere. 23 человека погибли, а материальный ущерб был огромным. Водосборная зона является областью повышенной оползневой опасности с рядом активных и потенциальных процессов различной интенсивности и объема. Катастрофа 2015 года должна рассматриваться как выдающееся событие с повторяемостью в несколько тысяч лет или более. Однако оползень создал неустойчивые условия и ослабил уже



недостаточно стабильную систему. В итоге, вероятность средних и значительных последующих событий значительно возросла. Наряду с планированием реконструкции дороги Цхнети-Самадло и дороги Цхнети-Ахалдаба были выполнены и продолжаются в настоящее время подробные геологические исследования – крупномасштабное инженерно-геологическое картирование, лазерное сканирование, мониторинг уровня грунтовых вод, измерения движения и т. д. Полученные предварительные результаты выявили в Цхнети следы геологических, гидрогеологических и геотехнических условий и типы процессов (выветривание, изменение уровня воды) и массовых смещений (обвалы, оползни, медленные смещения и т.д.), которые дали материал для катастрофического события 2015 года. В статье дается представление об общей геоморфологической и геологической обстановке, о процессах и показывается, какие меры уже приняты и что планируется в будущем для защиты дорог и города Тбилиси от дальнейших опасностей.

*сель, селевой паводок, геологическое картирование, геоморфология*

## Introduction

On the night of 13-14 June 2015, a disastrous flash flood hit the Georgian capital Tbilisi directly affecting more than 700 people, causing 23 fatalities and over USD 24 million in physical damage [UNDP, 2015]. The flash flood originated in the Vere river west of Tbilisi [UNDP, 2015; Gaprindashvili et al., 2016]. It was caused by exceptionally long and heavy rainfalls in the previous ten days resulting in an already high discharge and a large landslide of approx. 1 million m<sup>3</sup> temporarily blocking the river and ultimately causing the flash flood after failing of the dam [UNDP, 2015; Gaprindashvili et al., 2016]. Peak discharge during the event has been estimated to be 468 m<sup>3</sup>/s almost doubling the discharge during the catastrophic flood in 1960 (259 m<sup>3</sup>/s discharge) [UNDP, 2015]. Following a flood recorded on 4 June (155 m<sup>3</sup>/s discharge) this were the highest consecutive floods ever recorded in the Vere river [UNDP, 2015]. Vere river flows into Mtkvari river in Tbilisi.

The landslide leading to the blockage of the Vere river occurred between Tskneti and Akhaldaba south of the Vere river and was a highly complex process of different types of landslides, such as rock slides, debris slides, earth slides and debris flows [UNDP, 2015; Gaprindashvili et al., 2016]. In the landslide area two important roads were completely destroyed by rock slide (upper Samadlo road) and debris flow (lower Akhaldaba road), isolating Akhaldaba from Tskneti, which is the villages main source for supplies and food [UNDP, 2015; Gaprindashvili et al., 2016].

Caucasus Road Projects, Ltd. (CRP) is currently reconstructing the roads, while a group of international experts including Trumer Schutzbauten from Austria and Baugeologisches Buero Bauer (BBB) from Germany is consulting CRP in topics about landslide hazard assessment, mitigation and development of an early warning system (EWS). This paper will give an overview about the first geological and geotechnical findings regarding the landslide.

## Study site

The landslide area is located about 10 km west of Tbilisi between the villages of Tskneti and Akhaldaba (Fig. 1). The upper scarp of the landslide is located at 1410 m amsl, almost at the ridge of the mountain range west of Tskneti. From the scarp to Akhaldaba road (910 m amsl) the average slope angle is very steep at about 29°. From Akhaldaba road to Vere river (620 m amsl) the average slope angle is much lower at about 6.5°.



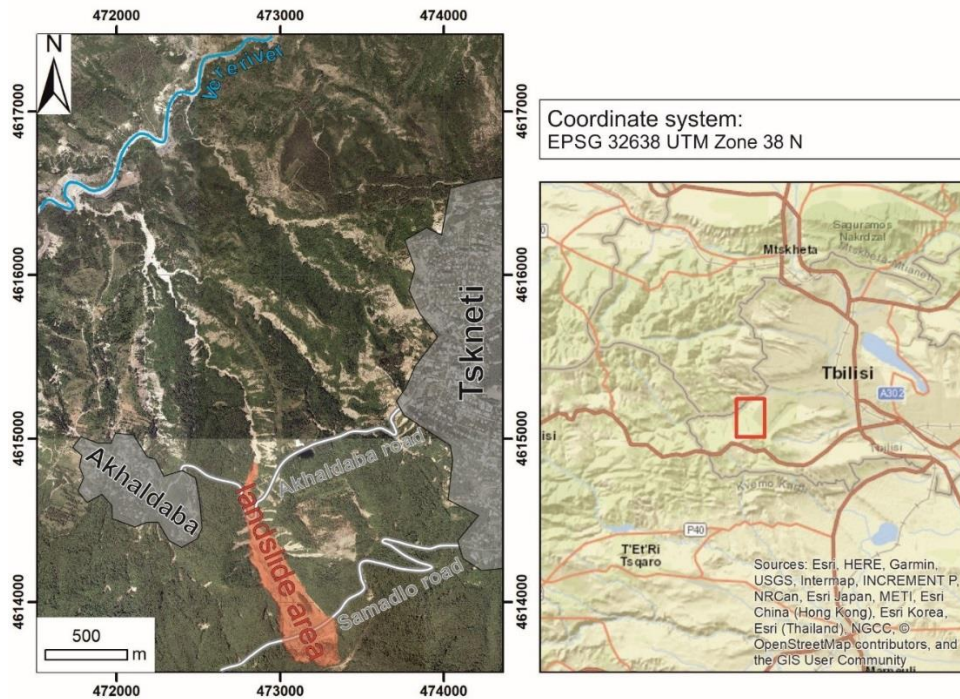


Fig. 1. Location of the Landslide area between Tskneti and Akhaldaba. Orthophoto provided by Municipal Development Fund

Rock basement consists of two sedimentary formations of Tertiary age [Gudjbidze, 2003]. One formation is of Oligocene age and consists of clay- and thin layers of sandstone [Gaprindashvili *et al.*, 2016]. In the lower horizon of this formation claystones are more dominant, while in the upper horizon sandstones are predominant [Gaprindashvili *et al.*, 2016]. Thickness of this formation can reach 2.000 m [Gaprindashvili *et al.*, 2016]. The second formation is of Upper Eocene age and is formed by thick-bedded sandstones with alternating layers of claystone as result of flysch deposits [Gaprindashvili *et al.*, 2016]. The rock formations are strongly faulted and fractured [Gaprindashvili *et al.*, 2016].

## Methods

### *Geological-geomorphological mapping*

In order to develop an early warning system for the reconstructed roads BBB was assigned by CRP to carry out detailed geological mapping with focus on spatial distribution and properties of rock formations, geomorphological landslide features and possible landslide processes. The first stages of mapping were performed in November 2017 and March 2018. About 80 ha were mapped on a scale of 1 : 1.000. Mapping is fundamental and builds the essential basis for all further steps, like safety of construction works or development of EWS.

### *UAV mapping*

Additionally, UAV mapping and photogrammetric reconstruction was carried out in March 2018 to create an up to date digital elevation model (DEM) of the landslide area (Fig. 2 A). This can provide a DEM at very high resolution and give us valuable information about the geomorphology of the landslide area. Future surveys are planned to quantify geomorphologic changes following the approach of multi-temporal DEMs of Wheaton *et al.* [2010]. About 27 ha were mapped with the UAV from the scarp of the landslide until 600 m below Akhaldaba road.

### *Terrestrial laser scanning*

Terrestrial laser scanning (TLS) was performed on two locations inside the landslide area in March 2018 (Fig. 2 B). Above Samadlo road we scanned a suspected hazardous rock slide in order to accurately determine the volume of the rock slide. With consecutive TLS surveys in the future possible movement can be quantified, e.g. with the M3C2 algorithm developed by Lague et al. [2014]. Furthermore, we surveyed the area above and below the Akhaldaba road to quantify mobilizable volumes for debris flows and evaluate slope stability. Here we plan to carry out additional surveys in the future as well to quantify geomorphic changes.

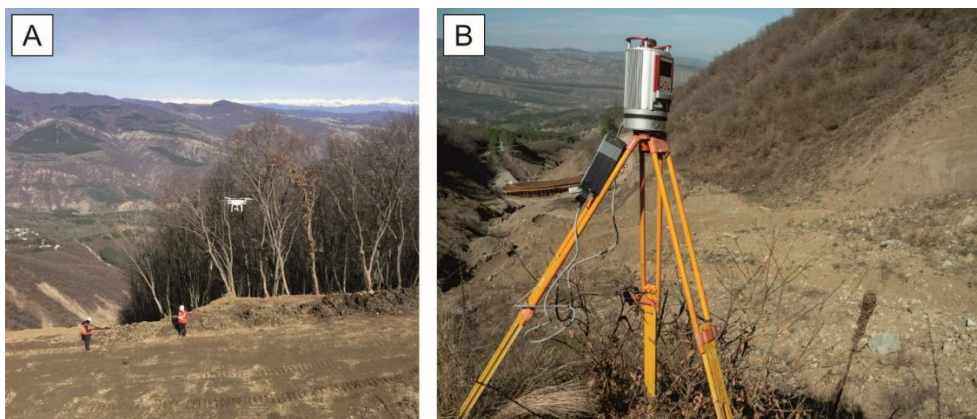


Fig. 2. UAV (A) and TLS (B) surveys were carried out in the landslide area in March 2018

### **Results**

While data of the UAV and TLS surveys is still in extensive post processing, first results of geological and geomorphological mapping can already be presented (Fig. 4). The Oligocene formation (Fig. 3 A & B) is very thinly bedded and is predominantly composed of clay- and siltstones. Bedding is spaced between 0.5 cm and 15 cm (average  $\sim 0.02$  m). Interlayers of sandstones are common. The formation crops out mostly below Samadlo road and dips north with an average angle of  $30-35^\circ$ , it is folded and faulted.

The bedding of the Eocene formation (Fig. 3 C & D) is spaced closely to widely. Sandstones are predominant in the formation with interlayers of clay- and siltstones. Furthermore, conglomerates (Fig. 3 D), partly very coarsely grained, were found in this formation. Conglomerates exist both as concordant interlayers and unconformable fillings of erosive channels. Bedding is spaced between 1 cm and 2.5 m (average  $\sim 0.8$  m). The formation crops out mostly above Samadlo road and dips north with an average angle of  $30-35^\circ$ , it is folded and faulted. Up to now it is not completely clear if the contact of the two rock formations is concordant or unconformable or even faulted.

As mentioned above, the rock formations dip north with an average angle of  $30-35^\circ$  and therefore bedding is more or less parallel to the slope itself. This geological setting makes the whole mountain range west of Tskneti highly susceptible to landslides. During mapping landslides were detected, that have not been active during the 2015 event, but have a much older movement history of a suspected 60 to 150 years (grey detachments in Fig. 4). Although there has been no full reactivation of these landslides there are indicators for recent movements, that could lead to a reactivation in the future.

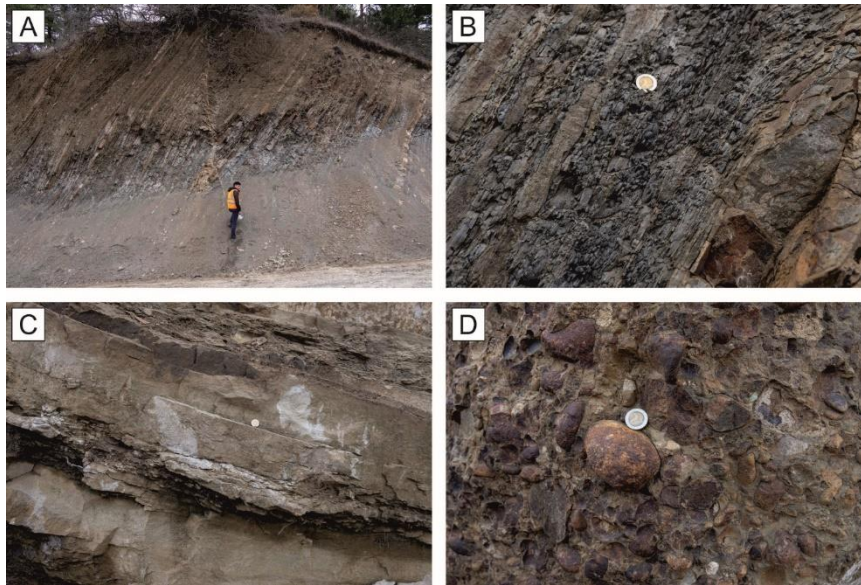


Fig. 3. Rock formations of the study site. A: Outcrop of thin-bedded rock formation at Samadlo road. B: Close up of thin-bedded rock formation with predominant claystone. C: Sandstone of the thick-bedded formation. D: Conglomerate of the thick-bedded formation. Photos: K. Keilig

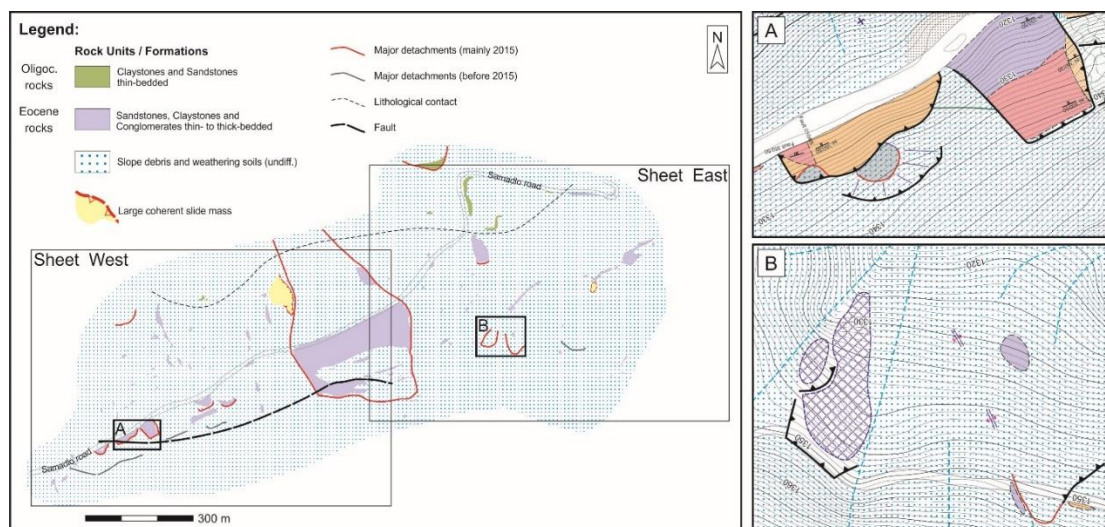


Fig. 4. Simplified geological-geomorphological sketch map of the landslide area (left), based on the high-resolution mapping (A and B)

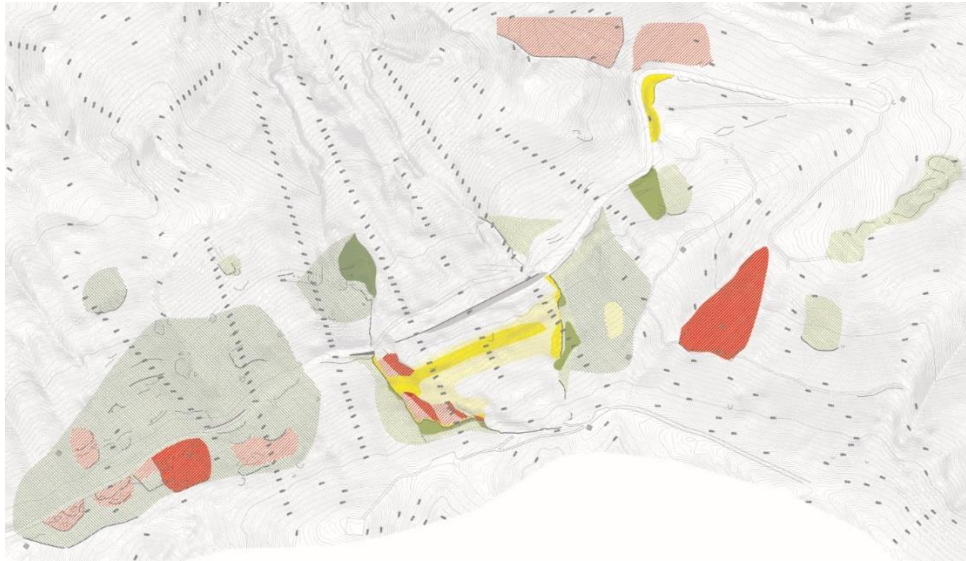


Fig. 5. Map showing different types of movement types (colours) and probabilities (symbols)

Based on the geological-geomorphological findings we generated a map that distinguishes the different types of occurring landslides as well as their activity or the probability of failure (Fig. 5). This can help deciding which types of retaining structure, monitoring system or immediate measure should be installed in the future.

As a result of mapping we developed a preliminary concept for the triggering mechanism of the landslide (Fig. 6). We suspect groundwater and pore pressure to be the main trigger during the 2015 event. The groundwater level must have risen significantly during the ten days of heavy rain prior to the event. The stratification and jointing of the rock formations lead to groundwater flow parallel to the slope and possible clay layers could prevent groundwater from leaking on the surface. Therefore, in the lower parts of the slope pore pressures must have risen immensely leading to explosion-like escapes of water and destabilising slopes until failure in the area around Akhaldaba road (“groundwater explosions”). The landslide then prograded to the upper parts of the slope.

Findings about the degree of jointing and block sizes during mapping were used to quantify rock fall energies and dimension a rock fall barriers for Samadlo road (Fig. 7). Construction of the rock fall barrier started in April 2018 and it will be installed along the whole width of the landslide area of 2015 above the Samadlo road.

#### Simplified Hydro-/geological Section

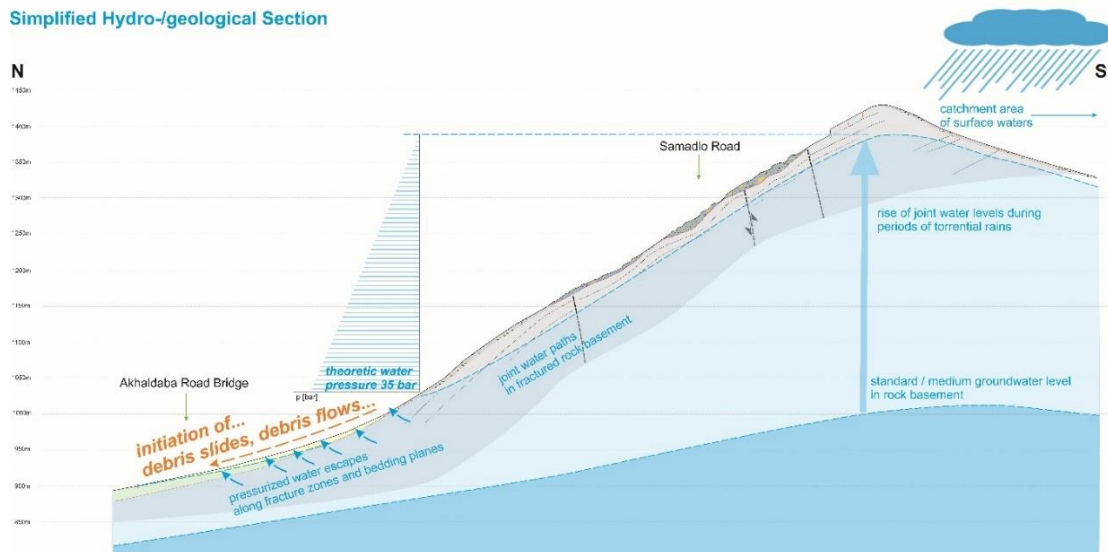


Fig. 6. Preliminary model of triggering mechanism for the large landslide near Tskneti



Fig. 7. Ongoing construction in April 2018 of posts for rock fall barrier by Trumer protecting the Samadlo road. Photo: D. Dumbadze

### Conclusions

Climatic conditions before the disastrous flash flood in 2015 were exceptional and were caused by the unfavourable combination of very high water discharge in the Vere river and a landslide that temporarily blocked the river and eventually failed. The mountain range on which the landslide occurred is very susceptible due to the unfavourable dipping of the bedding and the alternating sequence of ductile claystones and brittle sandstones.

Mapping is essential for creating a geotechnical model of the slope, determining the factors for slope failure, guaranteeing safety of construction works and developing an EWS. Since there are indicators for further movements, mapping should be continued on the remaining parts of the slope in our opinion.

### Outlook

Mapping of the uppermost part of the landslide scarp and its surroundings have proven essential, but extension of the mapping area will be needed to qualify the danger for Akhaldaba village or get more information about other potentially unstable parts of the mountain range. Further surveys with UAV and TLS are already planned for this fall and are going to be continued in the next years. Installation of several crackmeters is currently in process in order to measure deformations in suspected rock slide locations. Deformation of shallow and deeper landslides will be obtained with wire extensometers to find out if movements still continue in new slides or old slides are being reactivated. Boreholes for both deformation and groundwater measurements are already planned and drilling and installation works commence. Additionally, it is planned to carry out geophysical measurements in 2018. This will be fundamental for verifying the currently preliminary model of the triggering mechanisms for the landslide as well as determining deformations, depth of sliding plains and other important aspects of the slope.

### Acknowledgment

The authors would like to thank Caucasus Road Project. Ltd., especially Mr. Paata Trapaidze, for giving us the opportunity to work on this exciting and challenging project as well as assisting us in terms of accommodation and transportation on site. We thank Prof. Kurosch Thuro, Prof. Michael Krautblatter and Dr. Bettina Sellmeier from Technical University of Munich for providing us with measurement equipment (UAV and TLS) as well as discussions about a broad variety of topics regarding this project. Our thank also goes to Dr. Wolfgang Straka of University of Natural Resources and Life Sciences, Vienna (BOKU) who gave us valuable consultancy, especially about hydraulic problems and debris flows. We are grateful to the team of HydroDiagnostics who assist us with planning and installation of crackmeters, boreholes and other measuring units.



### References

- Gaprindashvili G., Gaprindashvili M., Tsereteli E. (2016). Natural Disaster in Tbilisi City (Riv. Vere Basin) in the Year 2015. *International Journal of Geosciences*, 7: 1074-1087.
- Gudjabidze G.E. (2003). Geological Map of Georgia 1: 500.000. Georgian State Department of Geology and National Oil Company "Saqnavtobi".
- Lague D., Brodu N., Leroux J. (2013). Accurate 3D comparison of complex topography with terrestrial laser scanner: application to Rangitikei canyon (N-Z). *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 82: 10-26.
- UNDP (2015). Tbilisi Disaster Needs Assessment 2015 – Part 1 (Final draft).
- Wheaton J.M., Brasington J., Darby S.E., Sear D.A. (2010). Accounting for uncertainty in DEMs from repeat topographic surveys: improved sediment budgets. *Earth Surface Processes and Landforms*, 35(2): 136–156.



## Possible impact of climate and weather condition on debris flows occurrence (on the example of Kresna gorge, Bulgaria)

**N. Nikolova, G. Rachev, R. Kenderova**

*Sofia University "St. Kliment Ohridski", Sofia, Bulgaria, nina@gea.uni-sofia.bg*

Climate change and extreme weather events are important topics in the scientific publication due to their impact on environment and various aspects of human activity. Tendencies in air temperature and precipitation variability and occurrence of heavy rain or warm and dry periods are among the main factors for debris flows initiation and development. The purpose of the present paper is to analyse the relationship climate – weather – debris flows occurrence. The study area is the region of Kresna gorge, situated in the south-west part of Bulgaria where the debris flows are characteristic phenomenon. The research work is done on the basis of monthly and extreme data for air temperature and the information about synoptic situations during the days with debris flows. In order to achieve the aim of the study the extreme air temperature and precipitation indices, such as number of extreme hot and extreme cold months, number of extreme dry and extreme wet months and number of days in relation to air temperature and precipitation thresholds are analysed, and synoptic situations are examined. The results of the research are important for better understanding the causes of occurrence of debris flows and in particular the role of climate and extreme weather events is clarified. The knowledge on factors triggering debris flows will help for effectively tackling environmental problems.

*debris flows, synoptic situations, extreme precipitation, Kresna gorge, Bulgaria*

## Возможное воздействие климатических и погодных условий на формирование селевых потоков (на примере ущелья Кресна, Болгария)

**Н. Николова, Г. Рачев, Р. Кендерова**

*Софийский университет Св. Климента Охридского, София, Болгария,  
nina@gea.uni-sofia.bg*

Изменение климата и экстремальные погодные явления являются важными темами научных исследований из-за их воздействия на окружающую среду и различные аспекты человеческой деятельности. Тенденции изменения температуры воздуха и осадков и возникновение сильного дождя или теплых и сухих периодов являются одними из основных факторов инициирования и развития селевых потоков. Целью настоящей статьи является анализ взаимосвязи климата - погодных явлений. Область исследования – район ущелья Кресна, расположенного в юго-западной части Болгарии, где характерны селевые явления. Исследование проводится на основе ежемесячных и экстремальных данных по температуре воздуха и информации о синоптических ситуациях в течение дней с селевыми потоками. Для достижения цели исследования, анализируются экстремальные показатели температуры воздуха и осадков, такие как количество экстремально жарких и экстремально холодных месяцев, количество экстремально сухих и экстремально влажных месяцев, количество дней по отношению к температурам воздуха и порогам осадков, а также синоптические ситуации. Результаты исследования важны



для лучшего понимания причин возникновения селевых потоков и, в частности, роли климата и экстремальных погодных явлений. Знания о факторах, вызывающих селевые потоки, помогут эффективно решать экологические проблемы.

*селевые потоки, синоптические ситуации, экстремальные осадки, ущелье Кресна, Болгария*

## Introduction

Debris flows are one of most destructive and events with negative environmental, social and economic impact because of their rapid occurrence without warning which make their investigation and prediction quite difficult. Climate and weather together with the geological and geomorphologic and hydrological characteristics are the main factors for debris flows occurrence and development. The scientific literature shows many publications which state the impact of climate change and extreme weather events on debris flows [Rebetez *et al.*, 1997; Winter *et. al*, 2010; Turkington *et al.*, 2016; Chiarle *et al.*, 2011 *etc*].

Debris flows are one of the characteristic phenomena in the middle part of Struma river valley and in Kresna gorge in particular. For the first time *Glovnya* [1958] point out the catastrophic character of these events in the region of Struma valley. Recently the interest to investigation of causes and consequences of debris flows in Bulgaria has been increased. The previous studies are related mainly to geological and geomorphological features of the events [Bruchev *et al.*, 2001, Dobrev and Georgieva, 2010; Gerdjиков *et al.*, 2012, Kenderova *et al.*, 2013a, 2013b]. The relation climate – synoptic situations – debris flows has been analysed in [Kenderova and Vasilev, 1997, 2002; Kenderova *et al.*, 2013b, 2014].

The aim of the present paper is to investigate the role of climate and weather for debris flows occurrence on the background of the peculiarities of physical geographical conditions and climate in the region of Kresna gorge. In order to achieve this aim monthly and daily precipitation values and cumulative precipitation totals are analysed as well as the synoptic situations in the case of most characteristic events are described.

## Study area, data and methods

Kresna gorge is a part of the middle Struma River Valley and is situated in Southwest part of Bulgaria between Pirin Mountain on the east and Malashevska Mountain on the west (Fig. 1.) The gorge is long about 16 km and has average altitude 475 m a.s.l.



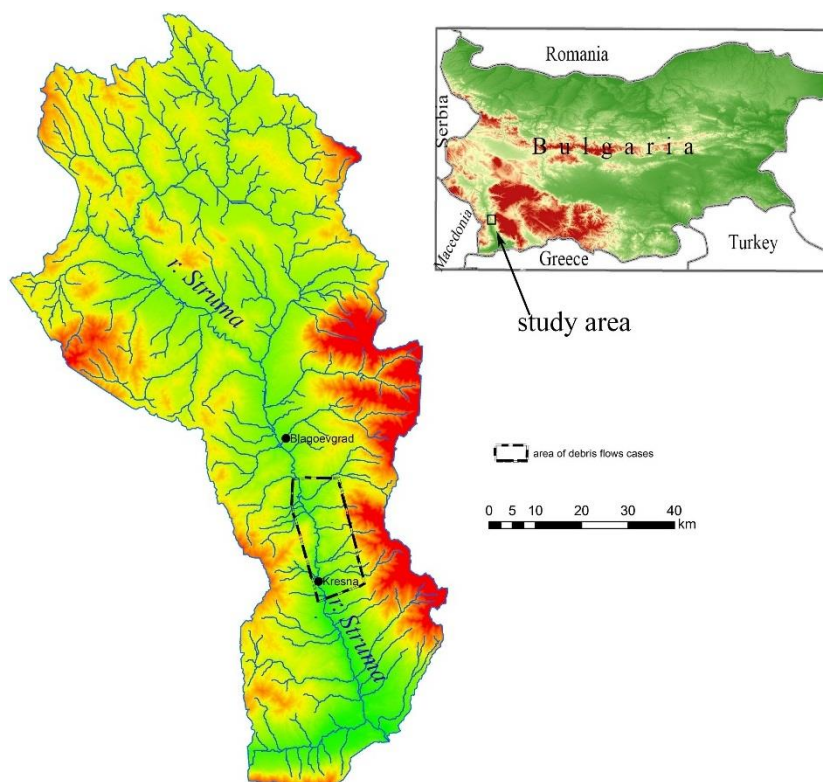


Fig. 1. The investigated region (Struma River valley and Kresna gorge)

Steep and stepped slopes of the Kresna gorge are split from deep-cut river valleys, where there are conditions for a strong denudation [Dobrev and Georgieva, 2010]. The modern river valley is imposed on older structures. The rivers, which begin from a lower altitude, flow into Neogene and Paleogene sediments, and those that come from higher altitude are developed in gneisses and migmatites. The region of middle Struma River and Kresna gorge in particular is characterized by actively flowing debris flows of disconnected type that transport a large amount of bulk material [Kenderova et al., 2013a]. Some consequences from debris flows are shown on Fig. 2.



Fig. 2. The consequences from debris flow at the region of Middle Struma Valley happened on 4 December 2010 (on the left) and 24 May, 2009 (on the right).

Due to debris flows the international highway E79 was closed for several times but the catastrophic event had a negative impact on the settlements and agricultural areas also.

There is not a meteorological station either a rain-gauge station in the investigated region and because of this in the present research we use the data from station Blagoevgrad which is situated in the Struma river valley on a distance about 20 km north from the place where the debris flows were registered. The daily data are taken from the information of automatic weather station which is published on the specialized web site <https://stringmeteo.com/>, and the monthly values are from meteorological yearbooks and bulletins.



The present study answers the question to what extent recent climate trends may affect debris flows. The peculiarities of climate in the investigated region are shown by the investigation of the occurrence of extreme precipitation and air temperature months. The extremely dry and wet months are determined. As extremely dry months we consider the months with monthly precipitation totals less than or equal to 10-th percentile of the distribution of initial values, and the extremely wet months are those one with the precipitation more than or equal to 90-th percentile. This method has been applied also to monthly air temperature for determination of extremely cold months [according to 10-th percentile threshold] and extremely warm months [according to 90-th percentile]. The long-term analysis is made on the basis of the data for the period 1961-2015.

In order to study the potential impact of precipitation on debris flows occurrence the daily precipitation and synoptic situations are analysed. The links between debris flows and intense rainfall is analysed by [Kenderova and Vasilev, 1997] and [Kenderova et al., 2014]. From other side, the occurrence of debris flows depends not only of the intensity and duration of precipitation in a single day but also of the long-term precipitation prior to storm events [Winter et al., 2010]. In this paper, the impact of previous rainfall on the occurrence of debris flows is investigated by the calculation of cumulative precipitation for 30 days period prior to the events. The analysis of the relation daily rainfall – cumulative precipitation – debris flow could give important information for the determination of the precipitation threshold for debris flow occurrence. The present paper is a first step of our work towards such activity.

### Climate features in the study area

The main initial conditions for debris flows are geological factors, topography, land use and vegetation. Additionally, to these factors, climate trends and climatic and weather extremes are important for debris flows occurrence [Turner and Schuster, 1996; Kenderova et al., 2013]. Climate impact studies may be disadvantaged by the insufficient meteorological data for the area under consideration, non-linear dependencies and the fact that geomorphological processes may be delayed or non-linear over time [Viles and Goudie, 2003]. In order to characterize the climate in the study area we have used monthly air temperature and precipitation for the closest meteorological station – station Blagoevgrad.

The climate in the investigated region is transitional between moderate continental and Mediterranean. The positive trend in annual and seasonal air temperature for the period 1961-2015 has been established. The values of trend are highest for the summer [0.5 °C/10 years] and they are statistically significant. The trend is also statistically significant for annual temperatures. On the background of positive trend for air temperatures the changes of precipitations are different for various seasons – positive sign for autumn and winter and negative for spring and summer but the trend is not statistically significant.

The annual cycle of precipitation is characteristic with two maxima – in May - June and in November - December. The main minimum is in August. The investigation of extreme dry and extreme wet months shows decrease of extreme dry months and increase of extreme wet months (Fig. 3).

The annual cycle of precipitation and increase of extreme wet months are among the factors for initiation of debris flows. The hot summers and prolonged droughts lead to complete drying of the weathering products from the surface layer, which facilitates their rapid disintegration and disconnected their easy handling by the temporary waters and the faster penetration of the weathering agents in deep layers [Dobrev and Georgieva, 2010].

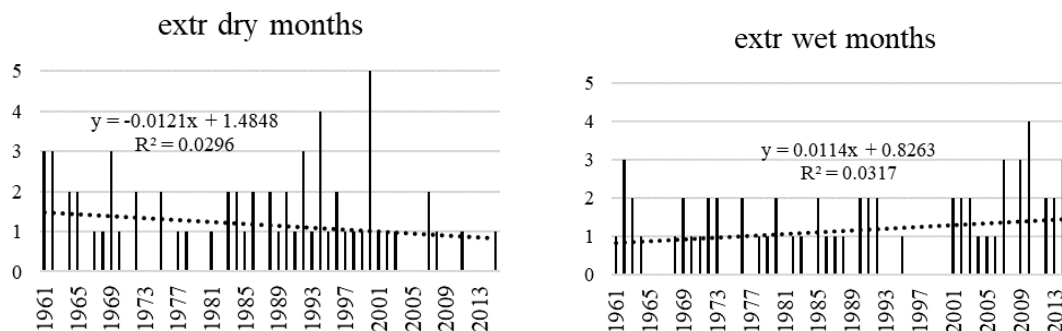


Fig. 3. Distribution of extreme dry and extreme wet months in station Blagoevgrad for the period 1961-2015

### Results and discussions

The climate of the region of Kresna gorge is transitional between moderate continental and Mediterranean. The Mediterranean cyclones are typical feature of the climate in that part of Bulgaria and they often cause intensive rainfall during the cold part of the year which could initialize debris flows. The event is observed mainly in November – March, the period with intensive rainfall or fast snow melting.

The intense rainfall has important role for debris flows initiation. For the days in which the analysed debris flows occurred, the daily precipitation has quite different values and varies between 10.7 and 40.7 mm (Table 1). In most of cases daily precipitation amounts are about 30% of monthly precipitation for the particular month in which the event has occurred and above 50 % of average for the investigated period 1961-2015.

Table 1. Daily and cumulative precipitation at station Blagoevgrad for the days with debris flow occurrence

Date of occurrence	Daily precipitation, mm	% of monthly precipitation	% of average for 1961-2015
17 November 2007	13.5 (16 Dec)	20	22
24 May 2009	31.9	39	52
27 December 2009	40.7	31	81
3–5 December 2010	26.5 (4 Dec)	30	53
27 March 2018	10.7 (26 Mar)	13	27

With monthly precipitation total of 130 mm December 2009 is one of the wettest months for the investigated period. Precipitation anomaly for this month is 260 % of the average precipitation for the period 1961-1990. The highest daily precipitation for December 2009 was 41 mm and was registered on December, 27-th. This amount represents 30 % of monthly values for December 2009 and 81% of the average for 1961-1990. The combination of geological, geomorphological and meteorological conditions has caused debris flow in the region of Kresna gorge on 24 December due to which the highway E79 was partly closed and the road traffic was difficult.

The analysis of daily precipitation during 30 days prior to the event shows that debris flow was occurred after fast increase of daily precipitation due to heavy rainfall. Similar daily precipitation value (35 mm) was registered on December, 9-th, but the difference is that this precipitation is after dry period (cumulative precipitation for the period 11 November – 8 December is 1.6 mm only) and probably the most part of precipitation has infiltrated into the soil. The results of the analysis and Fig. 4 show that the debris flow on December 27-th was occurred not only because of heavy rainfall (41mm) but also due to the precipitation during the

previous days (30-days cumulative precipitation amount is 68 mm) which make favourable condition for increase of surface runoff from the region.

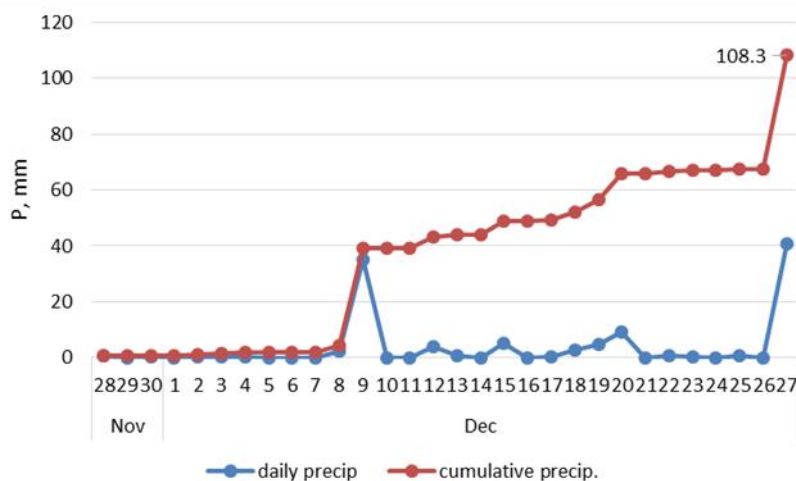
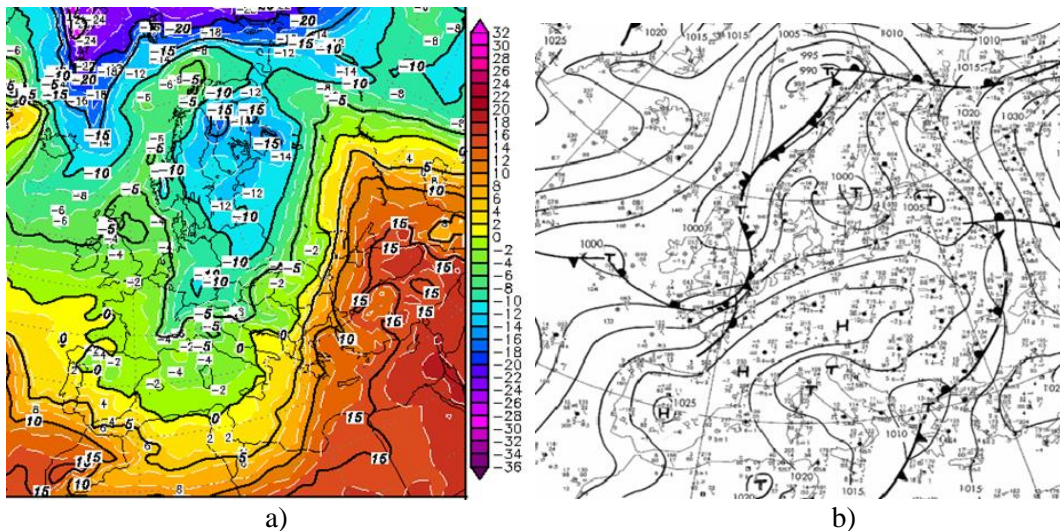


Fig. 4. Daily and cumulative precipitation at station Blagoevgrad 30 days prior to debris flow on 27 December 2009.

The debris flow which occurred in the investigated area in the beginning of December 2010 is connected to the typical synoptic situation for the studied area in this time of the year. The rainfall during the period 3-4 December 2010 is related to the well-developed Mediterranean cyclone which has passed through the territory of Bulgaria and has determined the powerful cumulonimbus clouds (Fig. 5a) On December 4-th the Mediterranean cyclone is blocked above the territory of Bulgaria for about 12 – 18 hours from the local areas with a high air pressure situated on the west and east of the cyclonic center and this brings additionally to the increasing of convective clouds and intensity of rainfall. The temperature distribution of the AT 850 hPa shows the presence of two air streams - hot air from south-southeast and colder from west-northwest (Fig. 5b). Thermal contrast creates conditions for convective clouds and high intensity of rainfall. The local orographic features favour conditions for the development of convective cells and powerful cumulonimbus clouds.

During this period the heavy precipitation has been observed in the area of northern tributaries of the Struma River with the daily amount between 30 and 50 mm on different places. The registered daily precipitation at closest to the investigated site meteorological station, Blagoevgrad is 26.5 mm for December, 4-th. This amount is 30 % of monthly precipitation for December, 2010 and 50% of the monthly average for the period 1961-1990. The analysis of cumulative precipitation shows that the amount for the 30-days period reach 156.1 mm (Fig.6a) and for the 12-days period prior to the event the cumulative precipitation amount is 86.4 mm which is about 173% of the 30-years (1961-1990) monthly precipitation for December (Fig. 6b). We have to notice also a fast increase of the precipitation between 3-th and 4th of December which have initiated the debris flows.



Source: www.wetter3.de

Fig. 5. Distribution of air pressure and temperature on 4 December 2014: a) Land synoptic situation; b) 850 hPa temperature °C.

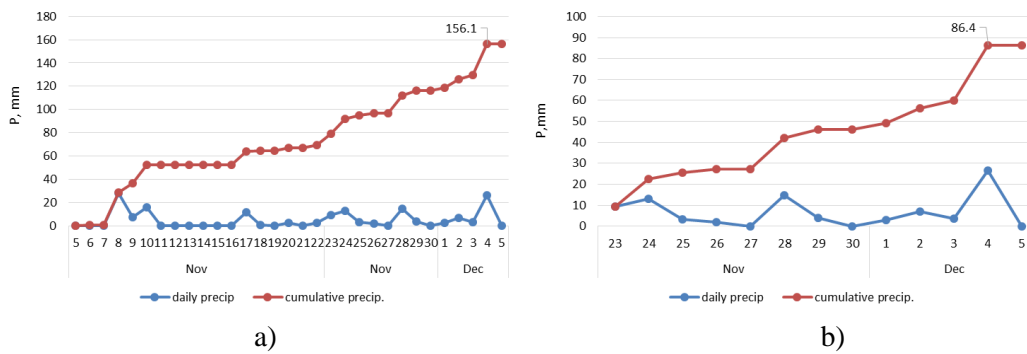


Fig. 6. Daily and cumulative precipitation at station Blagoevgrad: a) 30 days prior to debris flow on 4 December 2010; b) 12 days prior to debris flow on 4 December 2010

The consequences of debris flows on 3-4 December 2010 are observed in the valley of one of the tributaries of the Struma River, the River Potoka where a large alluvial fan exists with various features (oxbow, sand bars, levees etc.). According to the analysis made by [Kenderova et al., 2013], the levees were mostly transverse to the flow direction and were left by incoherent flows carrying coarse debris.

According to the information from Road Infrastructure Agency, Bulgaria, the traffic on the highway E79 in the region of Kresna gorge was difficult on 5 March 2015 and 27 March 2018 due to sliding of earth materials and stones on the road. Monthly precipitation for March 2018 is about 190 % of the average for the period 1961-1990. The data from automatic weather station in Blagoevgrad do not show high daily precipitation amount for the days of the landslide. From other side the events happened after quite long rainfall period during which the cumulative precipitation has reached high values (Fig. 7).

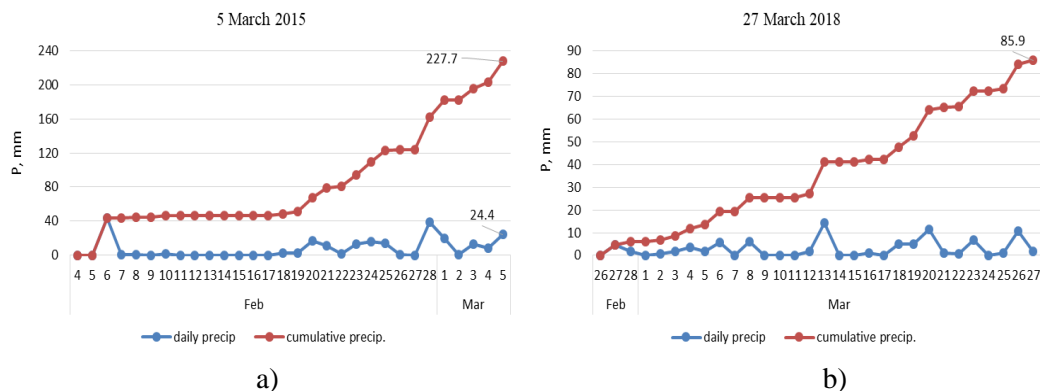
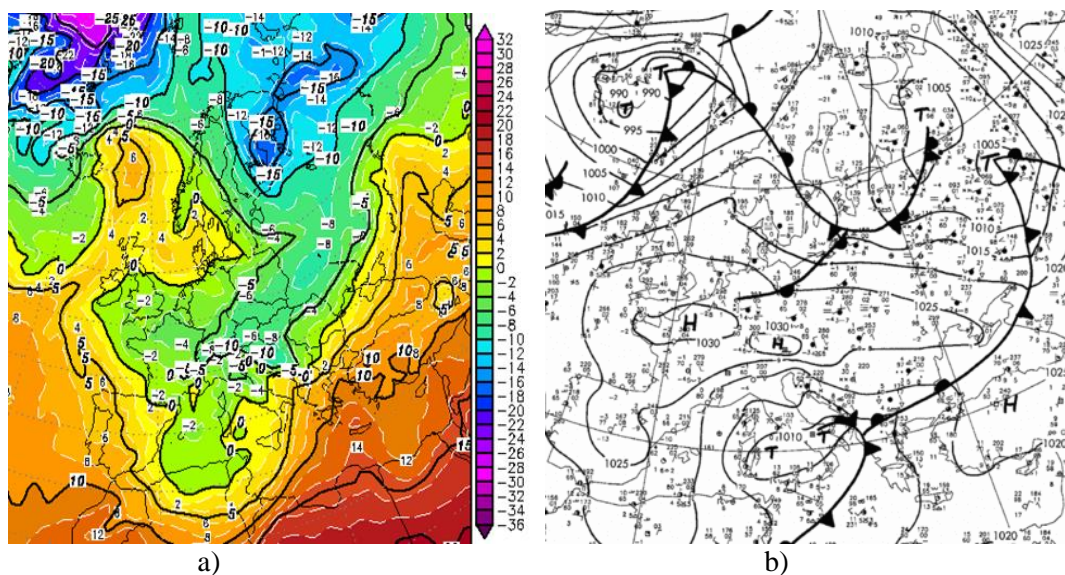


Fig. 7. Daily and cumulative precipitation at station Blagoevgrad 30 days prior to debris flow on: a) 5 March, 2015 and b) 27 March, 2018

The weather situation on March 27, 2018 is characterized by a well-formed Mediterranean cyclone with a centre over Bulgaria and with the development of convective clouds and precipitation on the front in the cyclone. The temperature distribution on 850 hPa shows thermal contrast which brings additionally for formation of powerful cumulonimbus clouds. The similar synoptic situation was observed in November 2007 when the debris flow and landslides were registered also in the region of Kresna gorge (Fig. 8).



Source: [www.wetter3.de](http://www.wetter3.de)

Fig. 8. Distribution of air pressure and temperature on 17 November 2007 a) Land synoptic situation; b) 850 hPa temperature °C

The debris flows in Kresna region are characteristic not only for cold part of the year but such events were observed also in September, 2008, April 2007 [Dobrev and Georgieva, 2010] and May 2009 [Dobrev and Georgieva, 2010; Kenderova et al., 2013].

A catastrophic debris flow was observed in north part of Kresna gorge on 24 May 2009 when the international highway was closed for more than 24 hours by stones and sediments with a volume about 6000 – 7000 m<sup>3</sup> [Dobrev and Georgieva, 2010]. Generally, May 2009 was very wet month which monthly precipitation reaches 134% of the average for the period 1961-1990. From other side the debris flow happened after a relatively dry period followed by heavy precipitation. According to the data from meteorological station Blagoevgrad the precipitation amount for 30 days period prior the event was 30 mm while daily precipitation on 24 May was approximately the same value (32 mm), Fig. 9.

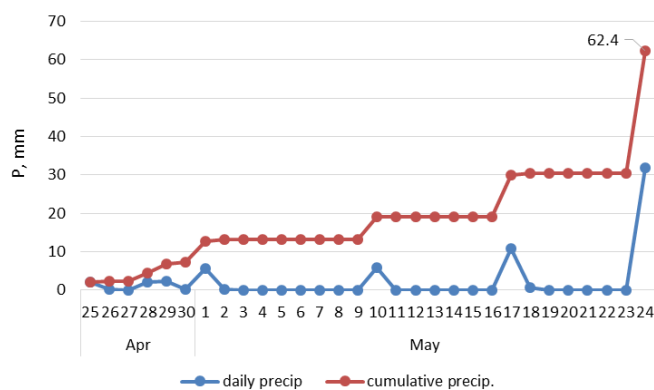
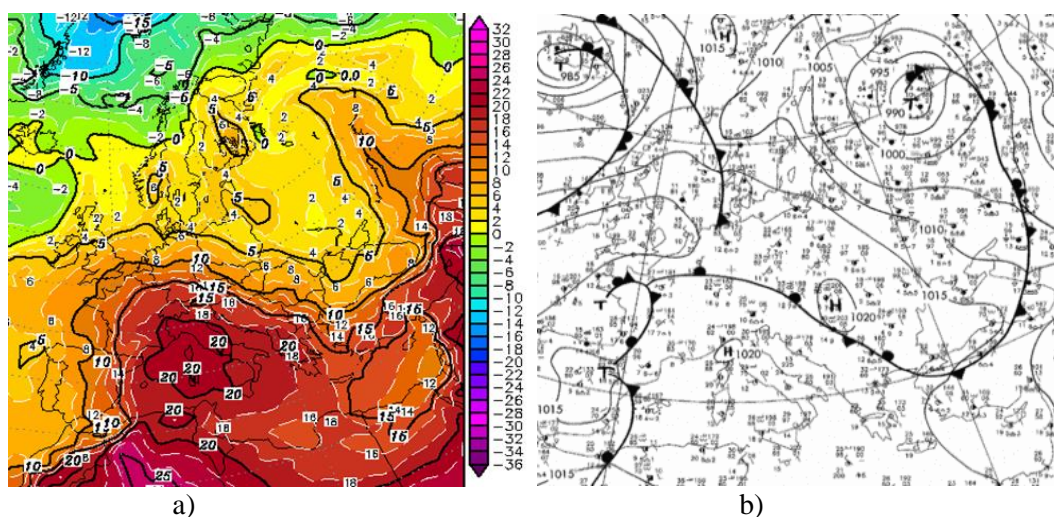


Fig. 9. Daily and cumulative precipitation at station Blagoevgrad 30 days prior to debris flow on 24 May 2009

The synoptic situation initializing heavy rainfall and debris flow was characterized by well-defined cold front which pass over the territory of Bulgaria from West - Northwest and developing of powerful cumulonimbus clouds (Fig. 10).



Source: [www.wetter3.de](http://www.wetter3.de)

Fig. 8. Distribution of air pressure and temperature on 24 May 2009 a) Land synoptic situation; b) 850 hPa temperature °C

The favourable conditions for the formation of cumulonimbus cells, which bring to the intense rainfall, have been observed in some parts of cold front where the leading air flow and orography are combined with the warm and humid air from the southwest. The synoptic situations together with the orography and slope exposure are the main factors determining the territorial distribution of heavy precipitation affecting the volume of debris flow.

### Conclusion

The analysis of the weather situations in all of the examined cases shows that the obligatory condition for the formation of precipitation that could leads to the formation of debris flows is the transfer of warm and humid air in combination with cyclonic activity and additionally created temperature contrast in height of active cold air. Undoubtedly, local orographic characteristics create conditions for the development of convective cells, powerful cumulonimbus clouds. The process is stochastic and entirely depends on the combination of several favourable factors that determine it because of which it is difficult to predict.

Most of the observed events are during the cold part of the year which determine the role of the Mediterranean cyclones for intense precipitation in the region/



The present work gives the information about the relation climate – weather - debris flows and points out the role of precipitation for the occurrence of catastrophic events. In the future the investigations will be related to the creation of data base for determination of precipitation threshold for debris flows occurrence as well as for development of measures to reduce and possibly eliminate the risk of debris flows occurrence.

### Acknowledgements

The study is supported by the project titled “Environment under climate change in the Pirin Mountain”, contract N ДН 14/6, 13.12.2017, financed by National Scientific Fund, Ministry of Education and Science – Bulgaria.

### References

- Bruchev I., Frangov G., Varbanov R., Ivanov P. (2001). Geological Hazards in The Western Periphery of the Rhodope Region. Int. Conf. “Geodynamic Hazards, Late Alpine tectonics in the Rhodope Region”, Sofia, 17–27.
- Dobrev N., Georgieva M. (2010). The debris flow in the northern part of Kresna Gorge: Characterization of the source zone and material properties. Review of the Bulgarian Geological Society, 71(1–3): 113–121.
- Chiarle M., Geertsema M., Mortara G., Clague J.J. (2011). Impacts of climate change on debris flow occurrence in the Cordillera of Western Canada and the European Alps. Proceeding of 5<sup>th</sup> Int. Conf. on Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction and Assessment. Padova. 14-17 June 2011.
- Gerdjikov I., Vangelov D., Glabadanidu I. (2012). One underestimated geological hazard: the debris flows. Review of the Bulgarian Geological Society, 73(1–3): 85–104.
- Glovnaya M. 1958. Geomorphological investigations in the south-western part of Rila Mountain. Sofia University year book. 2- Geography, 55: 66-84. (in Bulgarian)
- Kenderova R., Vassilev I. (1997). Characteristic of the mudflow on the 20-th September 1994 in the Zheleznitsa gorge of the Struma River. Ann. of Sofia University, book. 2- Geography, 88: 29-50 (in Bulgarian).
- Kenderova R., Ratchev G., Baltakova A. (2013a). Forming and activity of debris flow in Middle Struma Valley [3–5 December 2010]. Ann. of Sofia University, book 2- Geography, 105: 15–32 (in Bulgarian).
- Kenderova R., Baltakova A., Ratchev G. (2013b). Debris flows in the Middle Struma Valley, Southwest Bulgaria. In: Geomorphological impact of extreme weather: Case studies from central and eastern Europe. Springer Geography. D. Loczy (ed.).
- Kenderova R., Rachev G., Baltakova A. (2014). Debris Flow in Middle Struma Valley. Ann. of Sofia University, book 2- Geography, 106: 13-40.
- Rebetez M., Lugon R., Baeriswyl P. (1997). Climatic Change and Debris Flows in High Mountain Regions: The Case Study of the Ritigraben Torrent [Swiss Alps]. Climatic Change 36: 371–389.
- Turkington T., Remaître A., Ettema J., Hussin H., Westen C. (2016). Assessing debris flow activity in a changing climate. Climatic Change, 137(1–2): 293–305. <https://doi.org/10.1007/s10584-016-1657-6>
- Turner A.K., Schuster R.L. (eds.) (1996). Landslides: Investigation and mitigation. Transportation Research Board and National Research Council, Special Report 247. National Academy Press, Washington, DC, 673 pp.
- Viles H.A., Goudie A.S. (2003). Interannual, decadal, and multidecadal scale climatic variability and geomorphology. Earth-Science Reviews, 61: 105–131.
- Winter M.G., Dent J., Macgregor F., Dempsey P., Motion A., Shackman L. (2010). Debris flow, rainfall and climate change in Scotland. Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology, 43: 429–446





## Automatic detection and identification of debris flows based on seismic and infrasound signals

A. Schimmel, J. Hübl

*Institute of Mountain Risk Engineering, University of Natural Resources and Life Sciences, Vienna, Austria, andreas.schimmel@boku.ac.at*

The automatic detection and identification of debris flows has been of increasing importance for mitigation measures in densely populated and intensively used alpine regions. Since these mass movements emit characteristic seismic and acoustic waves in the low frequency range, several approaches for detection and warning systems based on these signals have already been developed. Yet a combination of both methods, which can increase detection probability and reduce false alarms, is still used rarely and no method for an automatic identification of process type and magnitude based on these signals has been developed. This work presents an approach for a detection and identification system based on a combination of seismic and infrasound sensors, which can detect mass movements in real time directly at the sensor site, identify the process type and estimate the magnitude of the event. A first method to estimate the peak discharge and the total volume of debris flows based on infrasound data is presented and will be compared with discharge measurements made at the well-equipped test site Lattenbach (Tyrol, Austria). This system setup is low cost and easy to install and can therefore be extended to an early warning system for different applications.

*infrasound, seismic signals, debris flow, detection system, process identification*

## Автоматическое обнаружение и идентификация селей на основе сейсмических и инфразвуковых сигналов

А. Шиммель, Й. Хюбль

*Институт инжиниринга горных рисков, Университет природных ресурсов и наук о жизни, Вена, Австрия, andreas.schimmel@boku.ac.at*

Автоматическое обнаружение и идентификация селевых потоков приобретает все большее значение для разработки мер по смягчению их последствий в густонаселенных и интенсивно используемых альпийских регионах. Поскольку эти процессы излучают характерные сейсмические и акустические волны в низкочастотном диапазоне, уже разработаны несколько подходов к системам обнаружения и предупреждения на основе этих сигналов. Однако комбинация обоих методов, которая может увеличить вероятность обнаружения и уменьшить ложные тревоги, по-прежнему используется редко, и не был разработан метод автоматической идентификации типа и величины процесса на основе этих сигналов. В данной работе представлен подход к системе обнаружения и идентификации на основе комбинации сейсмических и инфразвуковых датчиков, которые могут обнаруживать сели в реальном времени непосредственно на месте установки датчика, определять тип процесса и оценивать величину события. Представлен первый метод оценки пикового расхода и суммарного объема селевых потоков на основе инфразвуковых данных. Результаты сопоставляются с измерениями расхода, выполненными на хорошо оборудованном испытательном полигоне Латтенбах (Тироль, Австрия). Оборудование является недорогим и простым в установке,



поэтому оно может быть использовано для систем раннего предупреждения различных модификаций.

*инфразвук, сейсмические сигналы, селевой поток, система обнаружения, идентификация процесса*

## Introduction

The automatic detection and identification of sediment related disasters like landslides, debris flows and debris floods, is an important task for hazard mitigation and early warning. Although different warning systems like wire sensors, radar, ultrasonic sensors (flow depth) etc. already exists, most of the present methods need sensors placed in or above the process itself, which leads to expensive structures and continuous maintenance to ensure steadiness and stability. Past studies showed that such processes induce characteristic seismic signals [Burtin et al. 2014, Arattano 2003] and acoustic signals in the infrasonic spectrum [Chou et al. 2007, Kogelnig et al. 2014] which can be used for event detection from a remote location unaffected by the process. So already many works have been done on signal processing and detection methods based on seismic [e.g. Coviello et al. 2015, Walter et al. 2017] or infrasound sensors [e.g. Zhang et al. 2004, Marchetti et al. 2015]. But the combination of seismic and infrasound signals has been researched rarely [Kogelnig 2012, Hübl et al. 2013] and up to date no system has been developed which uses a combination of both technologies for an automatic detection and identification of debris flows, debris floods or landslides.

So, this work presents an approach for a detection and identification system based on a combination of seismic and infrasound sensors for sediment related mass movements. The benefits of these methods include independence from weather conditions with regard to visibility, no structural need for sustainability, same system for different kind of mass movements [Schimmel et al. 2016, 2017] and monitoring from a remote location unaffected by the process. This approach offers a first estimate of the peak discharge and the total volume of the process based on the infrasound signal. The results of this method are presented in example of two debris flows at the test site Lattenbach in Tyrol, Austria.

## Detection and Identification System

The developed system is built up on a minimum of one seismic and one infrasound sensor which are co-located and a microcontroller which runs a detection algorithm to detect debris flows and debris floods with high accuracy in real time directly on-site [Schimmel et al. 2016, 2018]. Due to the use of a microcontroller for data processing, the system has a power consumption below 1.5 W which makes this system very useful for stand-alone-stations with solar power supply like it is commonly used in its field of operation. The use of low-cost sensors like standard geophones and Electret microphones in combination with a microcontroller for data processing and as datalogger and the easy installation of this system opens the possibility for several applications. So future applications of this system could be the protection of traffic lines by controlling a traffic light, the protection of mines and pipelines in remote locations, or protecting construction sites inside torrents like cleaning up a retention basin after a debris flow. Since the material cost of such a system is below 1000 € this setup may be used especially at sites, where the necessary founding for expensive torrent and avalanche barriers are not available.

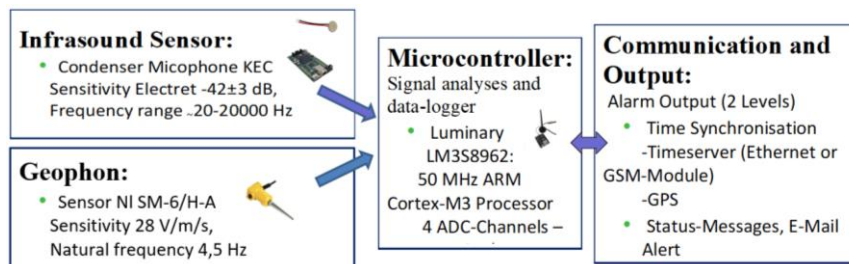


Fig. 1. Overview of the used system components, their technical specifications and functions

The developed detection algorithm analyses the evolution in time of the frequency content from the infrasonic and seismic mass movement signals. Therefore, different frequency bands are used to analyse the infrasonic signal, whereby a 3 to 15 Hz band characterises debris flows and a 15 to 45 Hz band is used for debris floods. For the seismic signals a frequency band from 10 to 30 Hz is used for both event types.

Three different criteria have to be fulfilled for the Detection-Time  $T_{det}$  (20 s) to identify events:

- The average infrasonic and seismic amplitudes of the debris flow/debris flood frequency bands have to exceed a certain threshold (to distinguish between different event sizes, two limits are used: Level 1 and Level 2).
- The average infrasonic amplitudes of the debris flow or debris flood frequency band has to be at least above a third (for debris flows) or a fourth (for debris floods) of the amplitudes of the frequency band below (to avoid false alarms due to wind).
- The variance of the seismic and infrasonic amplitudes has to be under a certain limit (to avoid false alarms from artificial sources)

Analyses of different events on several test sites showed, that the infrasonic and seismic energy correlates passably with the discharge of an event and can therefore be used to estimate the peak discharge and total volume of an event. The values for peak discharge and total volume used for this analysis are from Level 2 events of three different test sites (Lattenbach (Austria), Gatria (Italy) and Illgraben (Switzerland)) and are estimated by flow height measurements and velocity estimations. This analysis shows that for peak discharge, the infrasonic amplitudes with a power curve fitting offers a good approach to find a first relationship between the recorded signals and this event parameter [Schimmel *et al.* 2018]. The approximation for peak discharge  $Q_{peak}$  (in  $m^3/s$ ) can be calculated based on the maximum infrasonic amplitudes  $A_{IS(max)}$  (in mPa) according to Equation (1):

$$Q_{peak} = 0,000732 A_{IS(max)}^{1,644}. \quad (1)$$

For an estimation of the total volume we integrate the discharge calculated with the relationship for peak discharge over the entire detection time of an event.

### Test Site Lattenbach

The Lattenbach creek, is a very active torrent located in a geologic fault zone in the western part of Austria (Landeck, Tyrol) with a catchment area of 5.3  $km^2$ . The channel separates the Northern Limestone Alps in the North from the Crystalline Alps in the South. The highest elevation of the catchment is around 2900 m above sea level (asl), the confluence with the river Sanna at 840 m asl. Due to the frequent debris flows and debris floods events the torrent is monitored by the Institute of Mountain Risk Engineering since several years [Hübl *et al.* 2006]. The parameters that are currently measured during an event include meteorological data (rainfall, temperature, etc.) in the upper part of the catchment (Station "Dawinalpe") and run-off data from the middle (Station hm 13.25 and hm 12.78; village Grins) and lower reach (Station hm 1.5; villages Pians) of the torrent (Figure 2). In the last years the monitoring equipment has been constantly improved. Additional to the standard sensors like several radar gauges for water level measurements, the detection system consisting of a Chaparral infrasonic

sensor and a SM-4 geophone (changed in 2014 to a SG-5 geophone) has been installed at the test site near the monitoring Station hm 12.78 closed to Grins in 2013. In 2015 the infrasound sensor was changed to an Electret-microphone and a second system, also based on a Electret-microphone and a SG-5 geophone, has been installed around 90 m upstream at Station hm 13.25, which can therefore be used to measure the surge velocity.

Further a high frequency Pulse Doppler Radar (IBTP-Koschuch; [Koschuch et al. 2015]) has been installed at Station hm 12.78, which provides the opportunity to measure the surface velocity of a debris flow in different range gates. Together with a installed 2D-Laser scanner this setup provides the possibility to determine a very precise approximation of the discharge with a high temporal resolution by multiplying the scanned cross sectional wetted area with the surface velocity of the related range gate [Hübl et al. 2017].

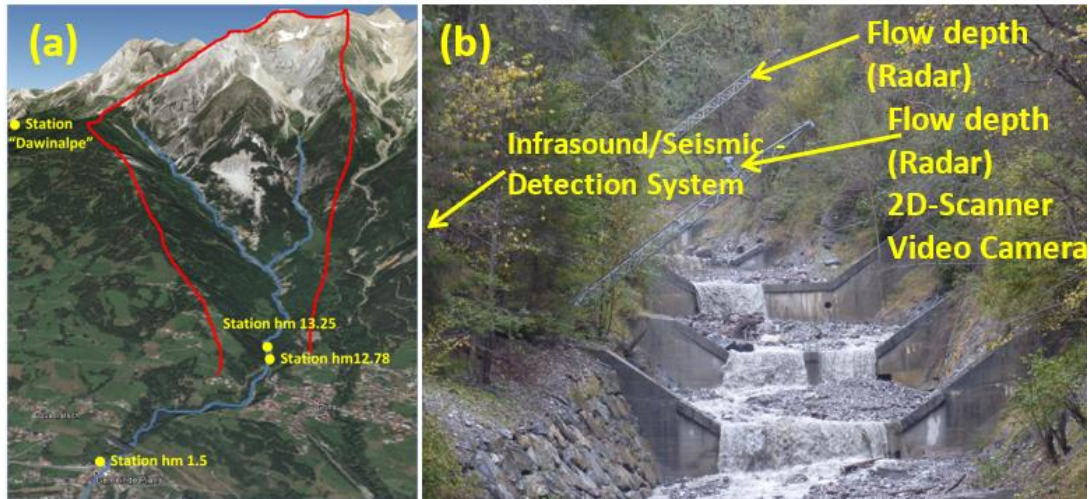


Fig. 2. (a) Overview of the test site Lattenbach (red line: catchment area; source: Google Maps); (b) Closer view of the monitoring Station hm 12.78 and sensor setup

### Results - Magnitude Estimation

To evaluate this method for the magnitude estimation we analyzed two events which occurred at the Tyrolean test site Lattenbach in the last years.

This first event is a small debris flow with a total volume of 5000 m<sup>3</sup> and a peak discharge of 12 m<sup>3</sup>/s, which occurred on 16.08.2015. It had a maximum infrasound amplitude of 471 mPa at 6 Hz and a maximum seismic amplitude of 55 μm/s at 25 Hz. The detection algorithm could identify this event 40 s (Level 1) and 14 s (Level 2) respectively, before passing of the main surge at the sensor site. The diagram in Figure 3 compares the calculated discharge ( $Q_{is}$ ) and calculated volume ( $V_{is}$ ) based on infrasound data to the measured discharge ( $Q_m$ ) and measured volume ( $V_m$ ) which has been determined by the debris flow Puls-Doppler Radar and the 2D-scanner. The peak discharge calculated on the infrasound signal based on the method presented in Section 3 was 18 m<sup>3</sup>/s which overestimate the measured peak discharge, but the estimation of the total volume with 4738 m<sup>3</sup> fits very well with the measured total volume.

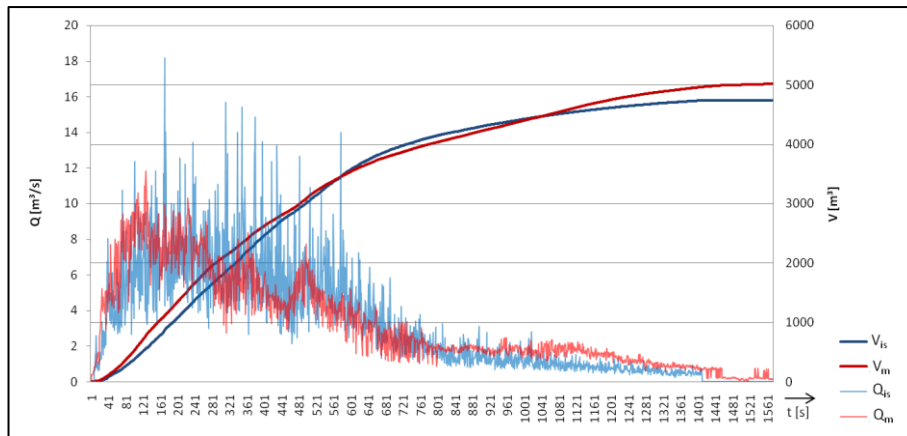


Fig. 3. Calculated discharge ( $Q_{is}$ ) and calculated volume ( $V_{is}$ ) based on infrasound data compared to measured discharge ( $Q_m$ ) and measured volume ( $V_m$ ) of the debris flow on 16.08.2015.

The second event presented here occurred on 10.09.2016 at 18:54 CET. This event with a duration of 4000 s consists of more than 40 surges and had a total volume of 46100 m<sup>3</sup>. The event was detected by the warning system 16 s (Level 1) and 4 s (Level 2) before the first surge arrived at the sensor site. The maximum infrasound amplitudes of 1776 mPa was recorded at 12 Hz and the maximum seismic amplitudes of 185  $\mu$ m/s occurred at 25 Hz. If the measured discharge and its resulting total volume is compared to the calculated discharge and total volume it shows a good correlation for the first turbulent part of the debris flow, but the discharge calculation based on the infrasound signal overestimates the discharge for the second smoother part of the event (Figure 4). So the resulting overestimation of the total volume is about 8000 m<sup>3</sup>. However, the peak discharge estimated based on the infrasound signal of 161 m<sup>3</sup>/s fits very well with the measured peak discharge of 158 m<sup>3</sup>/s.

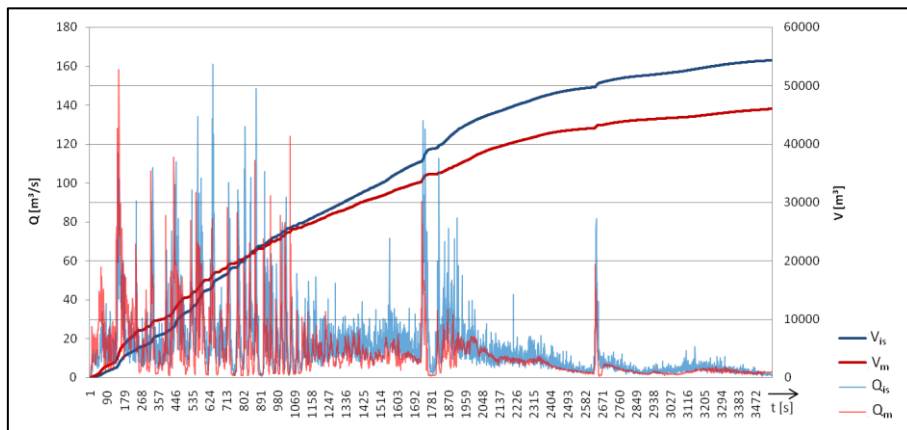


Fig. 4. Calculated discharge ( $Q_{is}$ ) and calculated volume ( $V_{is}$ ) based on infrasound data compared to measured discharge ( $Q_m$ ) and measured volume ( $V_m$ ) of the debris flow on 10.09.2016.

## Conclusion

This work shows that the combination of infrasound and seismic sensors can offer a good approach for an automatic detection system for different alpine mass movements. The combination of both technologies can increase the detection probability and reduce false alarms. So, the presented system could detect all larger debris flows and debris floods in the period from 2013 to 2016 at nine different test sites, while only seven false alarms were registered in this time period. The test on very different sites with diverse types of sensors shows that the sensor equipment and installation location have to be chosen carefully. Also, the parameters of the detection algorithm may have to be adapted to the particular application and the background noise of the site. This work also presents a first approach for an identification of the process



type and the magnitude of sediment related mass movements. So a method for the estimation of the peak discharge and the total volume based on the infrasound data of an event is introduced, which shows promising results. However, further research based on a large databases of different well categorized events at various test sites will be necessary for a reliable event identification.

In summary this work shows, that the combination of one infrasound and one seismic sensor and the use of a microcontroller can offer a good basis for an easy to install, and inexpensive warning system for different kind of alpine mass movements.

### References

- Arattano, M. (2003). Monitoring the presence of the debris-flow front and its velocity through ground vibrations detectors. *Proceedings of the Third International Conference on Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction and Assessment*, 731-743, Millpress, Rotterdam
- Burtin, A., Hovius, N., McArdell, B. W., Turowski, J., Vergne, J. (2014). Seismic constraints on dynamic links between geomorphic processes and routing of sediment in a steep mountain catchment. *Earth Surface Dynamics*, 2: 21-33.
- Chou H.T., Cheung Y.L., Zhang S.C. (2007). Calibration of infrasound monitoring systems and acoustic characteristics of debris-flow movements by field studies. Institute of Mountain Hazards and Environment, Chinese Academy of Science and Ministry of Water Resources.
- Coviello, V., Arattano, M., Turconi, L. (2015). Detecting torrential processes from a distance with a seismic monitoring network. *Natural Hazards*, 78(3): 2055-2080.
- Hübl, J., Moser, M. (2006): Risk Management in Lattenbach: a case study from Austria. In: Lorenzini, G., Brebbia, C.A, Emmanouloudis, D.E. (Eds.), *Monitoring, Simulation, Prevention and Remediation of Dense and Debris Flows*, 333-342; WIT Press, Southampton; ISBN 1-84564-169-8.
- Hübl J., Schimmel A., Kogelnig A., Suriñach E., Vilajosana I., McArdell B.W. (2013). A review on acoustic monitoring of debris flow, *International Journal of Safety and Security Engineering*, 3(2): 105-115.
- Hübl J., Schimmel A., Koschuch R. (2017). Monitoring of Debris Flows with an Improved System Setup at Lattenbach Catchment, Austria. In: Mikos M., Casagli N., Yin Y., Sassa K. (eds.), *Advancing Culture of Living with Landslides - Diversity of Landslide Forms 4*, 707; Springer Nature, Cham, Switzerland; ISBN 978-3-319-53484-8.
- Kogelnig A. (2012). Development of acoustic monitoring for alpine mass movements, PhD Thesis, University of Natural Resources and Life Sciences (BOKU), Vienna, Institute of Mountain Risk Engineering.
- Kogelnig A., Hübl J., Suriñach E., Vilajosana I., McArdell B.W. (2014). Infrasound produced by debris flow: Propagation and frequency content evolution. *Nat. Hazards*, 70(3): 1713—1733. doi: 10.1007/s11069-011-9741-8.
- Koschuch R., Jocham P., Hübl J. (2015). One Year Use of High-Frequency RADAR Technology in Alpine Mass Movement Monitoring: Principles and Performance for Torrential Activities, *Engineering Geology for Society and Territory*. Vol. 3, Edition 1<sup>st</sup>, Chapter 14, 69-72.
- Marchetti E., Ripepe M., Olivieri G., Kogelnig A. (2015). Infrasound array criteria for automatic detection and front velocity estimation of snow avalanches: towards a real-time early-warning system. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 15: 2545-2555.
- Schimmel A., Hübl J. (2016). Automatic detection of debris flows and debris floods based on a combination of infrasound and seismic signals. *Landslides*, 13(5): 1181-1196, doi: 10.1007/s10346-015-0640-z.
- Schimmel A., Hübl J., Koschuch R., Reiweger I. (2017). Automatic detection of avalanches: evaluation of three different approaches. *Natural Hazards*, 87(1): 83-102. doi: 10.1007/s11069-017-2754-1.
- Schimmel A., Hübl J., McArdell B., Walter F. (2018). Automatic identification of alpine mass movements by a combination of seismic and infrasound sensors. Submitted to *Sensors*.
- Walter F., Burtin A., McArdell B.W., Hovius N., Weder B., Turowski J.M. (2017). Testing seismic amplitude source location for fast debris-flow detection at Illgraben, Switzerland. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 17: 939-955, <https://doi.org/10.5194/nhess-17-939-2017>.
- Zhang S., Hong Y., Yu B. (2004). Detecting infrasound emission of debris flow for warning purpose, 10. Congress Interpraevement.



## Reconstruction of debris floods caused by breach of the prehistoric rockslide dams in Central Asia and their parameters assessment

A.L. Strom, A.N. Zhirkevich

*JSC "Hydroproject Institute", Moscow, Russia, strom.alexandr@yandex.ru*

Debris and mud flows belong to the most rapid and, thus, hazardous mass wasting natural phenomena. Most powerful and disastrous events are caused by lakes' breach, the glacial lakes mainly (GLOFs). Even more adverse consequences might be caused by the breach of rockslide-dammed lakes formed in large river valleys, when up to several cubic kilometers of stored water can be released in a short time. Outburst floods transport significant amount of debris eroded from the blockages and entrained from the valley slopes and transform into debris floods. Such phenomena can be exemplified by several case studies that occurred in the historical times in different mountainous regions. Traces of the extremely powerful debris floods that occurred in the prehistoric times in different parts of the Central Asia region, in the Kokomeren, Aksu, Sokh, Gunt, Pianj River valleys were identified by analysis of high-resolution space images and during field observations. Analysis of rivers' thalweg profiles, of the specific landforms left by debris floods on river terraces and of the deposits accumulated downstream of the breached dams allow assessing height of the surge wave and peak discharge at some distances from the breached blockages. These events, along with historical outburst floods, can be considered as analogues applicable for assessing possible effects of the outburst of both the existing dammed lakes and those lakes that could originate in future.

*debris flow, outburst flood, rock slide, Central Asia*

## Реконструкция селевых паводков, вызванных прорывами доисторических обвальных дамб в Центральной Азии, и оценка их параметров

А.Л. Стром, А.Н. Жиркевич

*ОАО «Институт Гидропроект», Москва, Россия, strom.alexandr@yandex.ru*

Грязекаменные и грязевые потоки относятся к наиболее быстрым и, следовательно, опасным разрушительным природным явлениям. Самые мощные и катастрофические события вызваны прорывом озёр – главным образом, ледниковых (GLOF). Еще более неблагоприятные последствия могут быть вызваны прорывом озёр, образованных в крупных речных долинах вследствие обвалов, когда в течение короткого времени может быть накоплено и спущено до нескольких кубических километров воды. Потоки захватывают значительное количество обломков из завалов, вовлекают материал со склонов долины и превращаются в селевые потоки. К таким явлениям можно отнести несколько исследований событий, которые произошли в исторические времена в разных горных районах. Следы чрезвычайно сильных наводнений, произошедшие в доисторические времена в разных частях Центрально-Азиатского региона, в долинах Кокомерен, Аксу, Сох, Гунт, Пяндж, были идентифицированы путем анализа космических снимков высокого разрешения и во время полевых наблюдений. Анализ продольных профилей рек, рельефа отложений, оставленных наводнениями на речных террасах и отложений, накопленных ниже пробитых плотин, позволяет оценить высоту прорывной волны и



пиковый расход на некотором расстоянии от разрушенных завалов. Эти события, наряду с информацией об исторических селях, можно рассматривать как аналоги, применимые для оценки возможных последствий прорыва как существующих подпрудных озёр, так и тех озёр, которые могут возникнуть в будущем.

*сель, прорывной паводок, обвал, Центральная Азия*

## Introduction

Debris and mud flows belong to the most rapid and, thus, hazardous mass wasting phenomena. Most powerful and disastrous of them are caused by lakes' breach, mainly the glacial lakes (GLOFs) [Vilimek *et al.*, 2013], or lakes dammed by rockslides in relatively small river valleys. Peak discharge of such floods, releasing up to hundred thousand, rarely few million cubic meters of water, usually reach 500-1000 m<sup>3</sup>/s. It can be exemplified by the disastrous outburst flood with peak discharge up to ca. 1000 m<sup>3</sup>/s that occurred in 1963 not far from the Almaty City due to catastrophic breach of the Issyk Lake [Litovchenko, 1964; Strom, 2013]. However, the consequences that can be even more adverse, might be caused by the outburst floods after breach of rockslide dams that block rather large river valleys, and store tens of million up to several billions cubic meters of water that can be released in a short time. Such outburst floods transport significant amount of debris eroded from the blockages and entrained from the valley slopes and bottoms, but do not reach the flow density typical of the "classical" debris flows (>1800 kg/m<sup>3</sup>), and, thus, can be classified as debris floods [Stepanov, Stepanova, 1991; Stepanov, Yafyazova, 2014]. Debris floods are included in landslide classification system [Hungr *et al.*, 2014] and are characterized by: "Very rapid flow of water, heavily charged with debris, in a steep channel. Peak discharge comparable to that of a water flood". However, debris floods we are talking about might pass along normally inclined channels of well-developed river valleys.

Their effects can be exemplified by several case studies that occurred in the historical times in different mountainous regions. In 1786 earthquake-triggered Dadu rockslide in Sichuan Province in China formed a dam, which subsequent failure caused the lake outburst and flooding that killed about 100,000 people downstream, thus being the most disastrous catastrophe ever reported, caused by the secondary (damming and inundation) and tertiary (outburst) effects of large-scale slope failure [Dai *et al.*, 2005; Lee & Dai, 2011].

Two catastrophic floods in Punjab in 1841 and 1858, caused by failure of rockslide dams that had blocked the Indus River and its large tributary, the Hunza River, correspondingly, resulted in 20-25 m rise of water in Indus River more than 400 km downstream from the breached rockslide dams [Drew, 1875; Mason, 1929; Burbank, 1983; Delaney & Evans, 2011; Ahmed *et al.*, 2014].

The 1914 breach of the Rio Barrancos rockslide dam in Argentina resulted in the outburst flood that devastated the entire 900 km-long Rio Colorado valley up to its fall into Atlantic Ocean [Groeber, 1916; Gonzalez Diaz *et al.*, 2001; Hermanns *et al.*, 2011].

Breach of the ca. 200 m high Bairaman rockslide dam in Papua New Guinea about 180×106m<sup>3</sup> in volume that released about 50 million cubic meters of water produced debris flow with an estimated volume of 120×106m<sup>3</sup> and average velocity of 20 km/h [King *et al.*, 1989]. It was observed by eyewitness who reported that surge wave just downstream of the breached dam was up to 100 m high. 39 km down the Bairaman River, at its mouth, this flood was 8 m above normal river level.

One of the most recent events occurred in 2000 in the Yigong and Brahmaputra river valleys [Shang *et al.*, 2003; Evans & Delaney, 2011]. Catastrophic breach of the about 50 m high dam and release of up to ca. 2.0 km<sup>3</sup> of water in Tibet in China produced flood wave with 120,000 m<sup>3</sup>/s peak discharge recoded about 17 km downstream and 44,200 m<sup>3</sup>/s peak discharge about 500 km downstream, in India [Evans & Delaney, 2011].

These examples demonstrate the level of hazard that can be associated with the breach of rockslide blockages in large river valleys. Since such phenomena are rare, it complicates



compilation of the empirical relationships between various parameters that can be used for reliable assessment of characteristics of outburst floods that will occur in future inevitably, due to breach of the existing and newly formed large rockslide dams. That is why identification of the traces of similar prehistoric events and quantification of outburst floods is of high interest. Several such events have been identified in Central Asia region.

### Prehistoric debris floods in Central Asia region

Traces of the extremely powerful debris floods that occurred in the prehistoric times were found in different parts of the Central Asia region, in the Kokomeran, Aksu, Sokh, Gunt, Piandj River valleys [Strom, Abdrakhmatov, 2018]. They were identified on high-resolution space images and, in some cases, as in the Kokomeran River valley in Central Tien Shan, during field observations [Strom, Zhirkevich, 2013].

#### *Geomorphic and sedimentological evidence allowing identification of the prehistoric debris floods*

Traces of the extremely powerful debris floods that occurred in the prehistoric times in different parts of the Central Asia region could be identified on high-resolution space images. The most informative evidence of such past phenomena is the amygdaliform ravines left on river terraces by powerful and, most likely, debris enriched flows, which level exceeded these terraces' level. One of the best examples was found in the Aksu River valley in Xinjiang (Fig. 1 and 2) [Strom, Abdrakhmatov, *in press*]. In its upper reaches, in Kyrgyzstan, this river is named Sarydjaz.

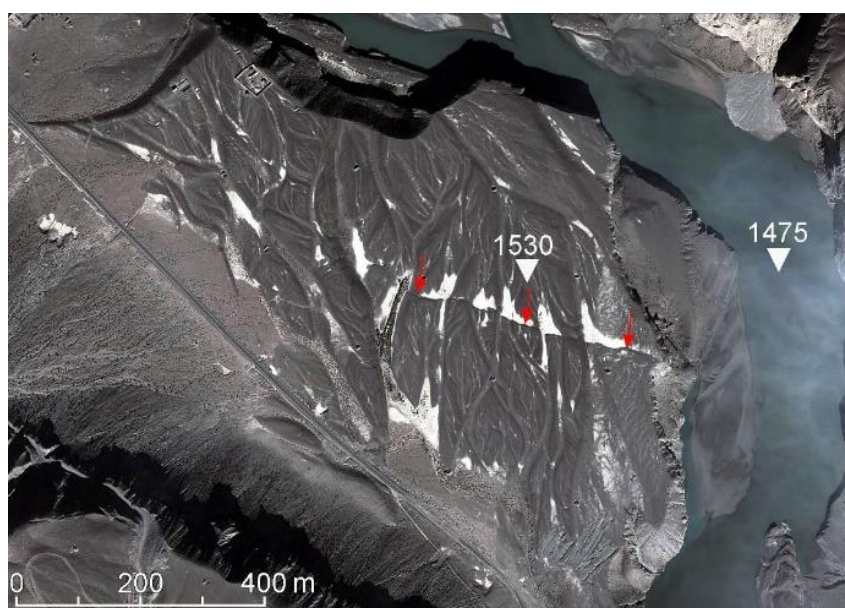


Fig. 1. The amygdaliform ravines left by powerful flow on the 50-m high river terrace of the Aksu River, about 16 km downstream from the breached dam. Terrace was ruptured by a small fault (marked by red arrows). Google Earth image.

Similar features were found in the Sokh River basin in Southern Tien Shan, Kyrgyzstan, just downstream of the confluence of Ak-Terek and the Khodja-Achkan Rivers, where it had been dammed by, likely, two-stage Korgon rock avalanche (Fig. 3).

Another geomorphic evidence of powerful, debris-enriched outburst floods that could be identified far away from the breached blockage is the shape of the alluvial fans of large rivers where they left rugged mountainous terrain (Fig. 4). Usually both floodplain and river terraces of large rivers are flat, planar, dissected by active and abandoned channels. It can be exemplified by cross-section C-D of the Pianj River valley, about 20 km off its outlet from the Darvaz

Range, shown in Fig. 5. However, cross-section A-B at the head part of this alluvial fan is quite different. Its axial portion is about 20 m higher than side parts recalling alluvial fans formed at the mouths of small temporary creeks formed by individual or recurrent debris flows.

Detailed analysis of the microrelief and topography of this fan reveals some evidence of its two-stage formation (see dashed envelopes on the profile A-B on Fig. 5). We anticipate that at least the most recent one could be formed by the catastrophic debris flood caused by the breach of Shidz rockslide dam that had blocked Pianj River valley about 350 km upstream forming a lake that could store up to 31 km<sup>3</sup> of water [Strom, Abdrakhmatov, 2018].

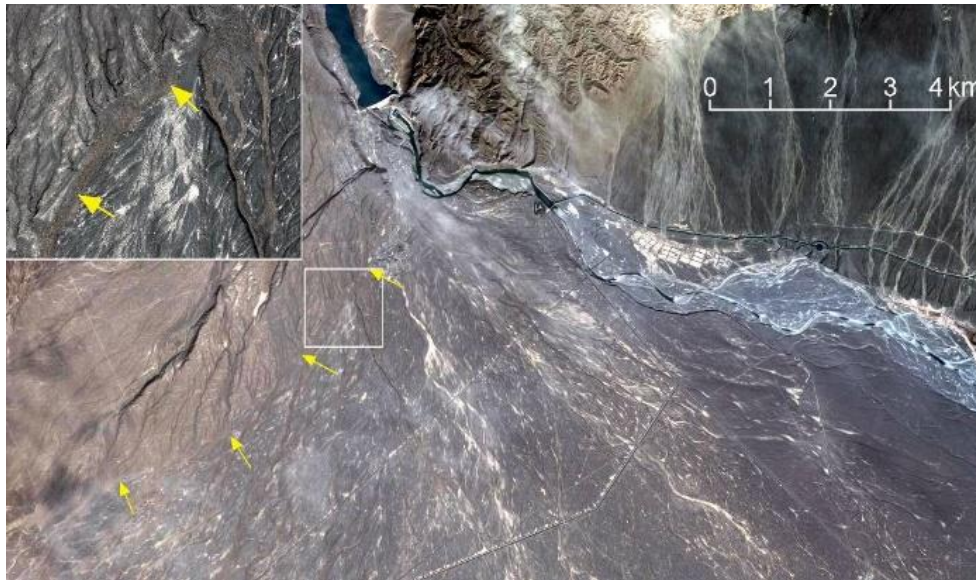


Fig. 2. The dendritic amygdaliform micro relief of the alluvial fan formed by the catastrophic outburst flood contrasting from the landforms of the older alluvial fan. The HPP dam in the upper part of the image is about 27 km downstream from the breached rockslide dam. Boundary between two generations of the alluvial fan landforms is marked by yellow arrows. Outlined area is shown in the inset. Google Earth image



Fig. 3. Possible two generations of the Korgon rock avalanche body and evidence of the outburst flood from upstream. 1 – older generation of debris with smooth surface composed of finer material; 2 – younger generation with much coarser material; F – the specific landforms on the terrace surface left by outburst flood; aQ – fluvial deposits. Google Earth image



Fig. 4. Google Earth satellite image of the Pianj River alluvial fan near Moskovskiy town (M) and its dendritic amygdaliform micro relief shown in the zoomed inset. Lines A-B and C-D mark position of the profiles shown on fig. 5.

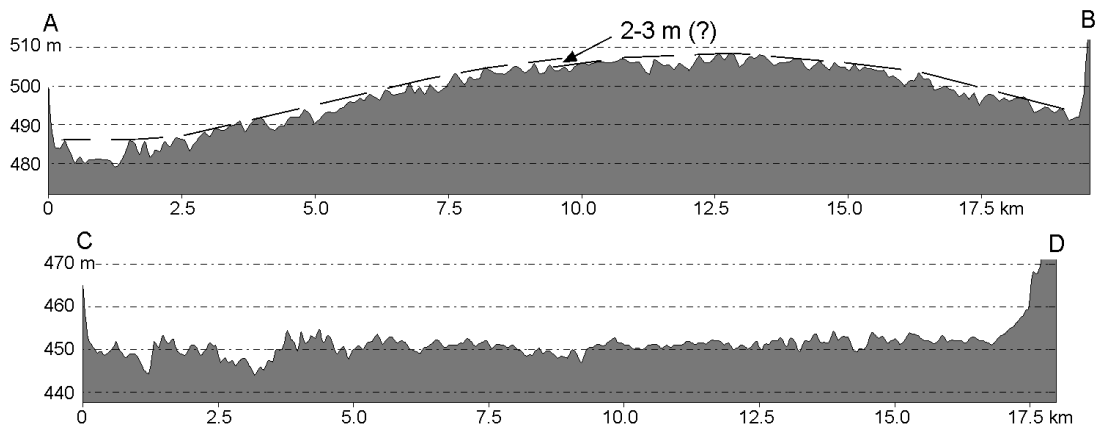


Fig. 5. Topographic profiles of the Pianj River floodplain (see their position in Fig. 4). It can be assumed that giant alluvial fan with convex profile A-B could be formed by successive debris floods

Similar shape characterizes fresh alluvial fan of the Muzart River valley that drains southern slopes of the Tien Shan east of the Victory Peak in Xinjiang (Fig. 6), most likely formed by the breach of one of large blockages identified in the mountainous part of this river valley 30-50 kilometers upstream.

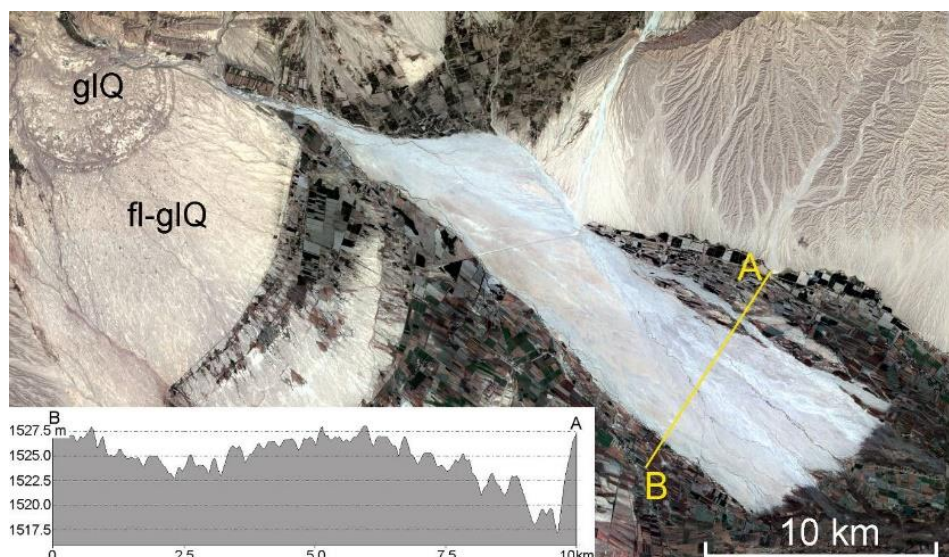


Fig. 6. Abnormally large fresh alluvial fan of the Muzart River. glQ – end moraine of the Muzart valley glacier; fl-glQ – fluvial-glacial deposits. Google Earth image. Profile A-B across the alluvial fan is shown in the inset

Identification of past debris floods caused by breach of voluminous rockslide-dammed lakes can be based also on careful study of sediments downstream of large blockages. Excellent example can be found in the Kokomeran River valley, Central Tien Shan, Kyrgyzstan, downstream of the breached Lower Aral Rockslide dam [Strom, Zhirkevich, 2013]. Rock avalanche that originated on top of the ridge composed of Paleozoic granites at 41.798° N, 74.288° E split into two parts upper of which (A on Fig. 7) had formed a 70-80 m high dam with a lake that could impound about 250×106 m<sup>3</sup> of water. The lower body (B on Fig. 7) caused only partial blockage that was eroded by the outburst from the breached lake.

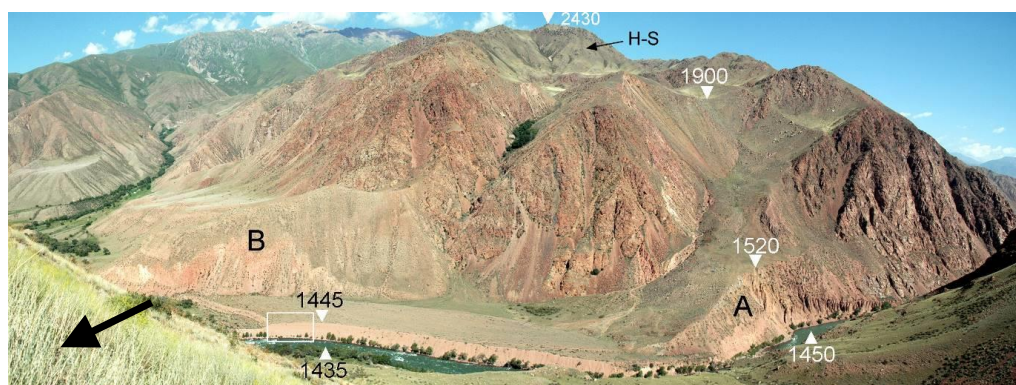


Fig. 7. Lower Aral rockslide. A and B – the upstream and the downstream parts of the deposits; H-S – the head scarp area. Bold black arrow marks the position of outcrop shown in Fig. 8. Outlined outcrop of the terrace-like surface left by the outburst flood is shown on Fig. 9

About 2 km downstream of the dam there is a small 37 m high cliff on the right bank of the river covered by an apron of angular granite clasts and with accumulation of large angular boulders of granite up to 1 m in size at its downstream side (Fig. 8). First, most powerful surge wave carrying meter-size boulders eroded from the dam's carapace was so large that it could not pass just through the existing stream and overrode this cliff. Those boulders that passed along the stream were brought far away, but those that passed just above the cliff were deposited in the 'shadow' behind it (see left inset in Fig. 8). The following portions of the outburst debris flow left smaller fragments on top of the cliff with imbricated flattened fragments nearly 40 m above the riverbed level (see upper inset in Fig. 8).

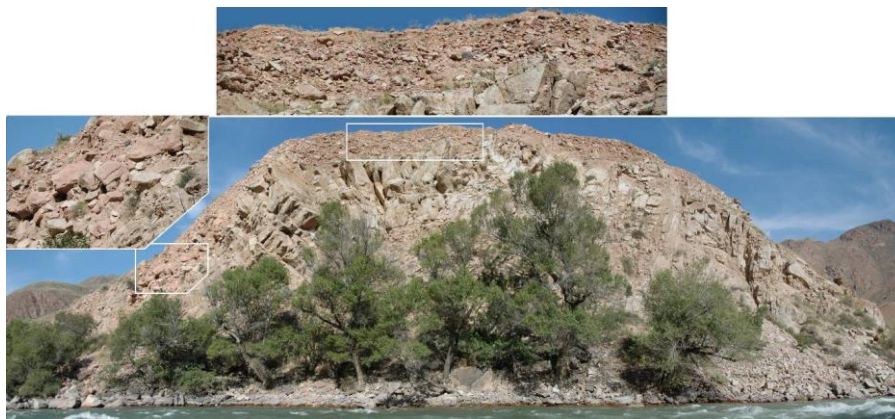


Fig. 8. Debris left by outburst flood after breach of the Lower-Aral rock avalanche dam on the isolated 37 m high cliff. See explanations in the text.

Deposits left by the final stages of this catastrophic outburst form the terrace-like surface about 10-14 m above the modern riverbed level on the right bank of the Kokomerren River between two bodies of the Lower-Aral rock avalanche. While morphologically it looks similar to the alluvial river terrace, it is composed of alternating layers of fines and of unrounded angular clasts (Fig. 8). The latter correspond to the episodes of more powerful flow caused by temporal blocking of the erosional canal in the blockage.



Fig. 9. Typical section of the outburst flood deposits about 14 m thick forming terrace-like surface just downstream of the Lower-Aral breached dam.

Analyses of valleys cross-sections, rivers' thalweg profiles with due regard to the specific landforms left by debris floods on river terraces and of the deposits accumulated downstream of the breached dams allows assessing their parameters such as height of the surge wave and peak discharge at some distances from the breached blockages.

#### *Debris floods parameters assessment*

Rough calculations have been performed to estimate peak discharge of the debris flow that left deposits shown on Fig. 8 and 9. Presence of imbricated clasts on top of the ca. 37 m high cliff shows that this flow had passed over it. One-meter size of largest angular boulders carried by this flow and preserved "in the shadow" of this cliff allows estimating flow velocity to be about 10 m/sec at least. Area of the Kokomerren valley section at the level reached by the flood wave was calculated as  $\sim 3000 \text{ m}^2$  that gave peak discharge value of ca.  $30,000 \text{ m}^3/\text{sec}$  (Strom & Zhirkevich, 2013) – almost 50 times more than the maximum value ever recorded here ( $\sim 600 \text{ m}^3/\text{sec}$  according to the State Water Inventory (1987)).

Peak discharge estimate of the debris flood that formed the dendritic amygdaliform ravines on the 30-40 m high river terrace of the Sokh River downstream from the confluence of the Ak-Terek and the Khodja-Achkan Rivers shown on Fig. 3 is controversial. The most reliable source of this outburst was the breach of the ~150 m high rock avalanche dam about 40 Mm<sup>3</sup> in volume ~4.5 km upstream, in the Ak-Terek River valley. The area of the valley section up to the level slightly exceeding that of the curved terrace is about 8000 m<sup>2</sup>. Considering high velocity of the outburst flood wave, corresponding peak discharge should reach several tens thousands cubic meters per second. However, unlike the Lower Aral and the Aksu outburst floods that had emptied dammed lakes almost completely, the Ak-Terek dammed lake had been silted practically up to the dam's crest level (see Fig. 10). Thus, this rockslide dam breach could not release amount of water large enough to produce so high surge wave.

This discrepancy could be explained if we assume that flood occurred when the Sokh River valley was blocked by the second generation of the Korgon rockslide (marked by '2' on Fig. 3). This dam could fill the river canyon almost up to the terrace level so that outburst flood had entered the inundated valley. Thus, the discharge of the surge wave that curved the amygdaliform ravines could be much lower than if it had to pass through the empty valley. Besides, this wave could trigger the breach of the blockage formed by the second Korgon rockslide.



Fig. 10. Almost completely silted dammed lake in the Ak-Terek River valley. 3D Google Earth view

Much more powerful debris flood that curved terraces shown in Fig. 1 and 2 was associated with the breach of the Sarydjaz-Aksu blockage formed by the ca. 300 m high rockslide about 900 Mm<sup>3</sup> in volume at 41.764° N, 79.526° E. The 31 km long dammed lake could store up to 2.2 – 2.5 km<sup>3</sup> of water. This slope failure occurred on a slope composed of the dark grey Carboniferous metasediments, while area downstream is composed of pink and reddish Paleozoic and Cenozoic sedimentary rocks (Fig. 11).

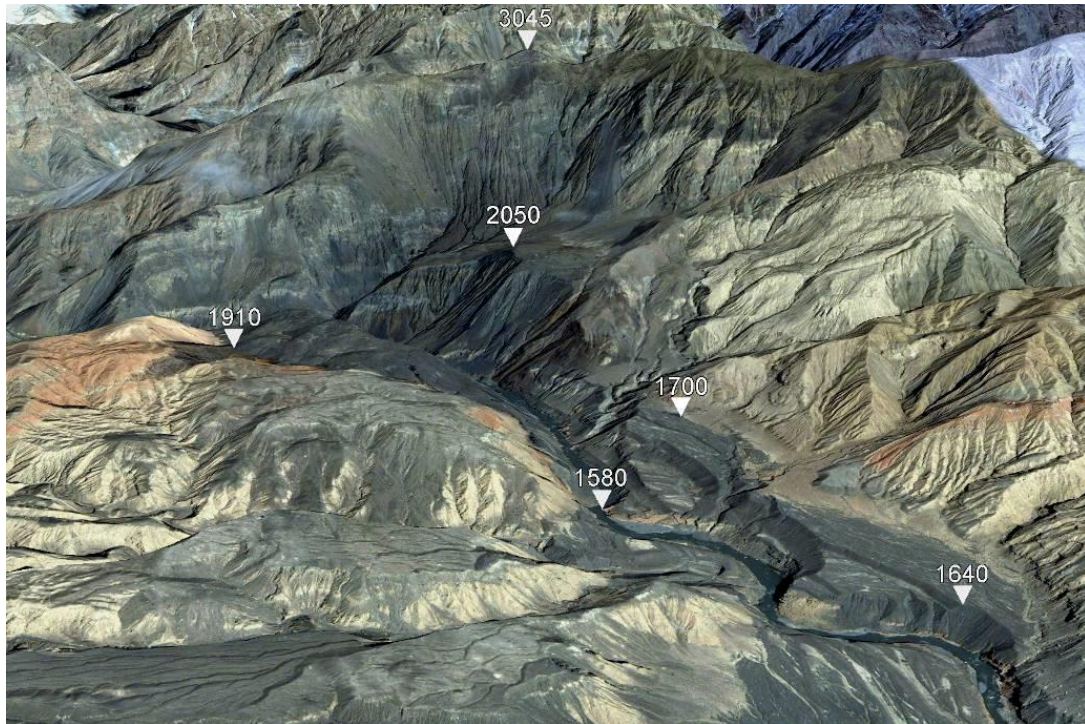


Fig. 11. Evidence of the catastrophic outburst flood caused by the Sarydjaz-Aksu rockslide dam breach – terraces up to 120 m high "painted" by dark-grey debris eroded from the dam's body. 3D Google Earth view

Immediately downstream from the dam the surge wave had painted river terraces by black debris eroded from the dam's body up to 120 m above the riverbed and ~700 m wide. About 2 km downstream outburst flood wave became wider – nearly up to 1000 m and affected river banks up to 80 m high. Considering generally triangular cross-section of the river valley and ~10 m<sup>3</sup>/sec velocity of the outburst flow (in fact it could be even higher), the peak discharge could reach 400,000 – 500,000 m<sup>3</sup>/sec – about 4 times more than that of the 2000 Yigong outburst flood [Wang, 2008; Xu *et al.*, 2008; Evans, Delaney, 2011]. The dam was breached almost completely and do not form any distinct knickpoint.

#### *Cascade breach of rockslide dams*

Interesting observations were made in the middle reaches of the Pianj and the Gunt River valleys. Both valleys had been dammed by two large rockslide dams hundreds million cubic meters in volume each at a distance of ~12 and ~6 km correspondingly [Strom, Abdrakhmatov, 2018] (Fig. 12, 13). Judging from thalweg profiles both upper dams have not been incised up to its base, unlike completely breached dam in the Aksu River. Both thalweg profiles between breached dams are much steeper than up- and downstream.

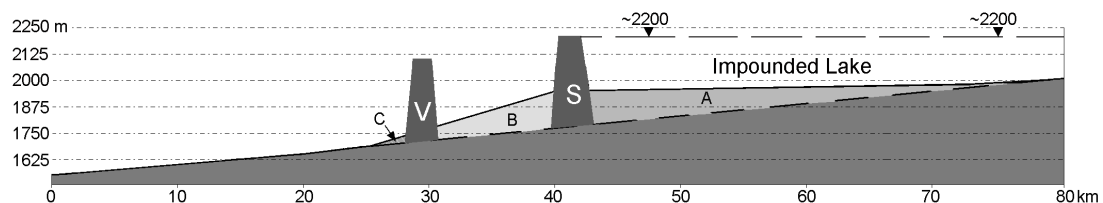


Fig. 12. Thalweg profile of the Pianj River between the Bartang and Yazgulem River mouths. A – sediments accumulated in the dammed lake; B – deposits eroded from the Shidz blockage; C – deposits accumulated downstream of the Voznavd rockslide dam. 2200 m a.s.l. – assumed level of inundation

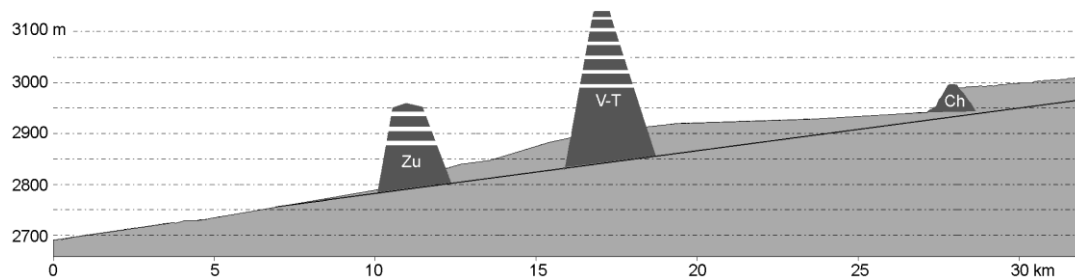


Fig. 13. The longitudinal profile along Gunt River between the Pathur River and Vuzhdara River mouths. Blockages: Ch – the Chartym; V-T – the Vir-Tangiv; Zu – the Zuvor. Black line – the assumed original thalweg

We hypothesize that in both cases both dams had originated simultaneously. Such conclusion is based on following considerations. When the upper dams breached, large amount of debris had been eroded from their bodies. This material accumulated in the trap between two blockages (see unit B on Fig. 12) and protected the lowermost part of the upper blockage from further erosion so that the siltation of the remaining part of the dammed lake could continue for a rather long time. Further breach of the lower dam, whose outburst flood was not confined by any obstacle, did not leave so thick accumulations. If the lower rockslides would block valleys earlier or later than the upper ones, the valleys upstream them should be silted in the same way upstream of the upper blockages with nearly horizontal thalweg, which is not observed. Such conclusion provides additional argumentation in favor of seismic triggering of the rockslide described in this section.

### Conclusions

Case studies described above demonstrate possibility of qualitative and quantitative reconstruction of debris floods caused by breach of large dammed lakes formed by rockslides in major rivers. These data, along with observations made during historical outburst floods that occurred in last 200 years, can be considered as analogues applicable for assessing possible effects of the outburst of both the existing dammed lakes and those lakes that could originate in future. They can be used to test numerical models and codes elaborated to simulate such phenomena. Careful analysis of morphological and sedimentological evidence allows not only reconstruction of hydrological effects of outburst floods, but also conclusions on nature of other related phenomena such as on timing of the cascaded blockages. Further search of similar evidence both in Central Asia and in other mountainous regions of the World will provide more data about this hazardous natural phenomenon – breach of large rockslide-dammed lakes.

### References

- Ahmed M.F., Rogers J.D., Ismail E.H. (2014). Historic Landslide Dams along the Upper Indus River, Northern Pakistan. *Natural Hazards Review*, ASCE, doi: 10.1061/(ASCE)NH.1527-6996.0000165.
- Burbank D.W. (1983). Multiple episodes of catastrophic flooding in the Peshawar basin during the past 700,000 years. *Geol. Bull. Uniu. Peshawar*, 16: 43-49.
- Dai F.C., Lee C.F., Deng J.H., Tham L.G. (2005). The 1786 earthquake-triggered landslide dam and subsequent dam-break flood on the Dadu River, southwestern China. *Geomorphology*, 65: 205–221.
- Delaney, K.B., and Evans, S.G. (2011). Rockslide dams in the northwest Himalayas (Pakistan, India) and the adjacent Pamir mountains (Afghanistan, Tajikistan), Central Asia. In: Evans, S.G., Hermanns, R., Strom, A.L., and Scarascia-Mugnozza, G. (eds) *Natural and artificial rockslide dams. Lecture Notes in Earth Sciences*, Springer, Heidelberg, 133: 205–242.
- Delaney K.B., Evans S.G. (2015). The 2000 Yigong landslide (Tibetan Plateau), rockslide-dammed lake and outburst flood: review, remote sensing analysis, and process modelling. *Geomorphology*, 246: 377-393.
- Drew F. (1875). *The Jummoo and Kashmir Territories; A Geographical Account*. Edward Stanford, London, 568 p.
- González Diaz E.F., Giaccardi A.D., Costa C.H. (2001). La avalancha de rocas del río Barrancas (Cerro Pelan), norte del Neuquen; su relación con la catástrofe del Río Colorado (29/12/1914), *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 56: 466–480.





- Groeber P. (1916). Informe sobre las causas que han producido las crecientes del Rio Colorado (Territorios del Neuquen y La Pampa) en 1914, Direccion General de Minas, Geologia e Hidrologia, 11 (Serie B, Geologia), Buenos Aires, 29 p.
- Hermanns R.L., Folguera A., Penna I., Fauqué L., Niedermann S. (2011). Landslide dams in the Central Andes of Argentina (Northern Patagonia and the Argentine Northwest). In: Evans S.G., Hermanns R., Strom A.L., Scarascia-Mugnozza G. (eds). Natural and artificial rockslide dams. Lecture Notes in Earth Sciences, Springer, Heidelberg, 133: 147-176.
- Hungr O., Leroueil S., Picarelli L. (2014). Varnes classification of landslide types, an update. *Landslides*, 11: 167-194.
- King J., Loveday I., Schuster R.L. (1989). The 1985 Bairaman landslide dam and resulting debris flow Papua New Guinea. *Q. Journal of Engineering Geology*, 22: 257–270.
- Lee C.F., Dai F.C. (2011). The 1786 Dadu River Landslide Dam, Sichuan, China. In: Evans S.G., Hermanns R., Scarascia-Mugnozza G., Strom A.L. (eds.) Natural and artificial rockslide dams. Lecture notes in Earth Sciences, 133: 369-388.
- Litovchenko A.F. (1964). Catastrophic debris flow along the Issyk River. *Meteorology and Hydrology*, 4: 39-42 (in Russian).
- Mason K. (1929). Indus Floods and Shyok Glaciers. *Himalayan Journal*, 1: 10–29.
- Shang Y., Yang Z., Li L., Liu D., Liao Q., Wang Y. (2003). A super-large landslide in Tibet in 2000: background, occurrence, disaster, and origin. *Geomorphology*, 54: 225–243.
- Stepanov B.S., Stepanova T.S. (1991). Mechanics of debris flows. Moscow, Gidrometeoizdat, 379 p. (in Russian).
- Stepanov B.S., Yafyazova R.K. (2014). Debris flows of the Southeastern Kazakhstan. vol. 3. Debris flow processes and countermeasures from Debris flows hazards. Almaty, 2014, 433 p. (in Russian).
- Strom A. (2013). Geological prerequisites for landslide dams' disaster assessment and mitigation in Central Asia. In: Wang F., Miyajima M., Li T., Fathani T.F. (eds) Progress of Geo-Disaster Mitigation Technology in Asia, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 17-53.
- Strom A., Abdrakhmatov K. (in press). Rockslides and rock avalanches of Central Asia: distribution, morphology, and internal structure. Elsevier.
- Strom A., Zhirkevich A. (2013). "Remote" landslide-related hazards and their consideration for the hydraulic schemes design. In: Genevois R., Prestinazzi A. (eds). Proc. Int. conference on Vajont – 1963-2013. Italian Journal of Engineering Geology and Environment, Book series No 6., 295-303.
- Vilímek V., Emmer A., Huggel C., Schaub Y., Würmli S. (2013). Database of glacial lake outburst floods (GLOFs) – IPL Project No. 179. Landslides. doi: 10.1007/s10346-013-0448-7



## Forecasting colloidal fractions value transported by floods on the example of Duruji Basin

**T. Supatashvili<sup>1,2</sup>, Sh. Kupreishvili<sup>3</sup>, P. Sichinava<sup>3</sup>, M. Shavlakadze<sup>3</sup>, K. Dadiani<sup>3</sup>, K. Kiknadze<sup>3</sup>, I. Maisaia<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>*University of Georgia, Tbilisi, Georgia*

<sup>2</sup>*Ecocenter for Environmental Protection, Tbilisi, Georgia*

<sup>3</sup>*Tsotne Mirtskhulava Water Management Institute of Georgian Technical University, Tbilisi, Georgia*

The Duruji River considered as one of the most debris flow dangerous river of Georgia, which no one create danger for town Kvareli. For Kvareli danger is debris flow formed in river basin, that difficult is inert mass which is accumulated in the river bed. In article is considered modern condition of river Duruji basin and is provided recommendation about river bed cleaning necessity. The anthropogenic impact on the environment often became cause formation of the anomalies, particularly, debris flow, the result is dramatically changing the existing situation and ecological balance. Currently the most effective measure performed for debris flow prevention in Kvareli is a river embankment. After its construction, debris flows have taken place for several times, but the town was not affected.

*debris flow, Duruji, hazards, protection*

## Прогнозирование количества коллоидных фракций, переносимых паводками (на примере бассейна Дуруджи)

**Т. Супаташвили<sup>1,2</sup>, Ш. Купреишвили<sup>3</sup>, П. Сичинава<sup>3</sup>, М. Шавлакадзе<sup>3</sup>, К. Дадияни<sup>3</sup>, К. Кикнадзе<sup>3</sup>, И. Маисая<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>*Университет Грузии, Тбилиси, Грузия*

<sup>2</sup>*Экоцентр окружающей среды, Тбилиси, Грузия*

<sup>3</sup>*Институт водного хозяйства имени Цотне Мирцхулава Грузинского технического университета, Тбилиси, Грузия*

Река Дуруджи считается одной из самых селеопасных рек Грузии. Селевые потоки по Дуруджи неоднократно создавали опасность для города Кварели. Для Кварели опасными являются сели, зарождающиеся в бассейне и приводящие к отложению селевой массы в русле. В статье рассматривается современное состояние бассейна Дуруджи и даются рекомендации о необходимости очистки русла от селевых отложений. Антропогенное воздействие на окружающую среду часто становилось причиной возникновения аномалий: в частности, селевые потоки резко меняют существующую ситуацию и экологический баланс. В настоящее время наиболее эффективной мерой для защиты города Кварели является береговая селезащитная дамба. После ее строительства селевые потоки происходили несколько раз, но город не пострадал.

*сели, Дуруджи, опасность, защита*



## Introduction

In Caucasus, particularly in Georgia, on the background of the global warming and high energetic class tectonic processes importance disrupted gravitas stability of the high mountain zones. From the natural disasters distributed on the Georgia territory one main is debris flow, which has placed approximately every mountain region. Debris flows damages many fields of industry, also decrease agricultural lands.

Recently, on our planet is not such mountain country, which had not had disasters caused by debris flow. In the World annually lose 50-70 thousand cubic kilometers of the agricultural lands. From these 14 thousand cubic kilometers loses caused by debris flow.

The Duruji River can be considered as one of the most active rivers with debris flow processes among the mountain rivers comprising the catchment basin of the Southern Caucasus. In the sources of the river Duruji intensively accumulated million cubic meter rock clastic. In the basin periodically developing destructive force of debris flow processes, it threatens Kvareli city and surrounding areas.

The catchment basin of the Duruji River is subdivided into two geographical parts: the Main Caucasian Range and Alazani Valley [Gavardashvili, 2003]. In accordance with the lithological section, the catchment basin of the Duruji River is subdivided into the following parts: 1. shale stratum; 2. strata with inclusions of clay-shales and sand-stones, and: 3. quaternary sediments.

It is well known that the bed of Shavi Duruji is eroded because of the Shavi Mountain (2200 m above sea level), and the bed of Tetri Duruji is eroded because of the Southern range of the Pokhalo. The total area of the catchment basin of the Duruji river including its debris flow cone is equal to 116 km<sup>2</sup>, among which the area of debris flow cone by itself is equal to - 36 km<sup>2</sup> [Gavardashvili, Chakhaia, 2002].

According to the special engineering researches and stationary observations performed by the "Sakgeologia" in the Duruji River basin, on the average, over 1 hectare area about 1000-3500 tons of solid mass is moved out from the unstable slopes of the catchment basin annually. The amount of solid mass accumulated in the source area reaches up to 1.0-1.5 million of cubic meters. A total, anticipated reserve of solid mass exceeds 500 million of cubic meters.



Fig. 1. River Duruji basin

During last 100 years in the river Duruji basin fixed approximately 40 disaster by debris flow, which caused 200 human victims. First in 1832 river Duruji destroyed town Kvareli. Next tragedy was 1904. In 1906 was built protectable walls, but in 1949 again was terrible tragedy by debris flow, which took ca. 250 victims.

According to assessment of specialist, stone-mud flows in the river Duruji basin forms by 12-14 years period. These flows move with high speed and with 20-25 m height, due to high Specific weight (2,0-2,3 tone/m<sup>3</sup>) easily destroyed any resistance.



Fig. 2. The embankement of river Duruji.

Recently, scales of disaster debris flow phenomena activate on the Katheti territory. The indicators of disasters processes activation from the 2004 is high, with extreme explosion in some years. Such was 2009 and 2010. The one from the main factors of activation of natural disasters is excess atmospheric precipitates, among them heavy rains. By the observations has been established, that in the East Georgia start traspormation of the debris flow up to 30 mm precipitates in the 24 hours [Gavardashvili, Bilal Ayub, 2011].



Fig. 3. River Duruji basin at the rain.

After 1990 the basin of the river Duruji has not cleaned. During last 20 years sediments accumulated and completely covered protectable walls. For these moment river Duruji is up to town Kvereli territory. In case of small flood is possible river overcome damaged embankment and threatens the town Kvareli.

### The main part

For forecast colloidal fractions transported by floods formed in the river Duruji basin has been implemented field-monitoring works [Supatashvili, 2014a,b], when has been taken water sample when implemented chemical analysis and received data is given in the Table 1.



Table 1. The relative volume values of the sediment transported by floods formed in the river Duruji basin

#	Year	Debris flow discharge, Q max (m <sup>3</sup> /sec)	The volume of sediment, S <sub>i</sub> (kg)	The relative value of sediment, (S <sub>i</sub> /S <sub>max</sub> )	[(S <sub>i</sub> /S <sub>max</sub> - S <sub>aver.</sub> )]	[(S <sub>i</sub> /S <sub>max</sub> - S <sub>aver.</sub> ) <sup>2</sup> ]
1	1899	434.8	1826.16	0.21	0.03	0.0009
2	1906	2000	8400	1	0.82	0.67
3	1947	1666.6	6999.72	0.83	0.65	0.42
4	1949	370.4	1555.68	0.18	1	1
5	1956	253.2	1063.44	0.13	0.05	0.0025
6	1957	199.2	836.6	0.09	0.09	0.0081
7	1961	159.6	670.3	0.079	-0.101	0.01
8	1961	210	882	0.105	-0.075	0.005
9	1961	740	3108	0.369	0.129	0.035
10	1961	250	1050	0.125	-0.055	0.003
11	1963	172	722.4	0.086	-0.094	0.0088
12	1963	132	554.4	0.066	-0.114	0.0129
13	1963	703	2950.5	0.35	0.17	0.0289
14	1963	144	604.8	0.072	-0.108	0.011
15	1963	73	306.6	0.0365	-0.14	0.0196
16	1963	470	1974	0.235	0.055	0.003
17	1963	103	432.6	0.05	-0.13	0.0169
18	1963	1244	5224.8	0.622	0.442	0.195
19	1963	443	1860.6	0.22	0.04	0.0016
20	1963	288	1209.6	0.144	-0.036	0.00129
21	1963	150	630	0.075	-0.105	0.011
22	1963	262	1100.4	0.13	-0.05	0.0025
23	1963	446	1873.2	0.222	0.042	0.0017
24	1963	205	848.4	0.101	-0.079	0.006
25	1963	82	344.4	0.041	-0.139	0.019
26	1963	62	260.4	0.031	-0.149	0.022
27	1973	200.6	842.52	0.1	-0.08	0.0064
28	1976	240.2	1008.84	0.12	-0.06	0.0036
29	1977	167.6	703.92	0.08	-0.1	0.01
30	1981	264	1108.8	0.132	-0.048	0.0023
31	1982	458	1923.6	0.229	0.049	0.0024
32	1983	229	961.8	0.114	-0.066	0.004
33	1984	162	680.4	0.081	-0.099	0.0098
34	1986	282	1184.4	0.141	-0.039	0.0015
35	1986	160	672	0.08	-0.1	0.01



#	Year	Debris flow discharge, Q max (m <sup>3</sup> /sec)	The volume of sediment, S <sub>i</sub> (kg)	The relative value of sediment, (S <sub>i</sub> /S <sub>max</sub> )	[(S <sub>i</sub> /S <sub>max</sub> - S <sub>aver.</sub> )]	[(S <sub>i</sub> /S <sub>max</sub> - S <sub>aver.</sub> ) <sup>2</sup> ]
36	1986	321	1348.2	0.16	-0.02	0.0004
37	1990	114	478.8	0.05	-0.13	0.0169
38	1992	330.2	1386.84	0.16	-0.02	0.0004
39	1997	221.1	928.62	0.11	-0.07	0.0049
40	1999	333.3	1399.86	0.16	-0.02	0.0004

The average relative values of the colloidal sediment is equal:

$$\left(\bar{S}_i / \bar{S}_{\max}\right) = \frac{\sum_{i=1}^{40} (S_i / \bar{S})}{N} \quad (1)$$

The squared derivation of relative values of colloidal fractions is equal:

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum (S_i / S_{\max}) - (\bar{S}_i / \bar{S})}{N}} = 0,258; \quad (2)$$

The relative values of colloidal volume as a result of flood in the suitable interval is given in the table 2.

Table 2. The frequencies of the relative volume of the colloidal fraction volume in the suitable interval

Interval	0-0.25	0.25-0.5	0.5-0.75	0.75-1.0
Friquency mi	35	2	1	2
f(S <sub>i</sub> /S <sub>max</sub> )	0.7	0.175	0.1	0.025

For draw histogram we use table 2 data and draw its graph (Fig. 4.)

The mathematic waiting of relative values of colloidal fraction volume is equal:

$$m'_* = \sum_{i=1}^{40} (S_i / S_{\max}) \cdot f(S_i / S_{\max}) = 0.125 \cdot 0.875 + 0.25 \cdot 0.05 + 0.625 \cdot 0.025 + 0.875 \cdot 0.05 = 0.18(3)$$

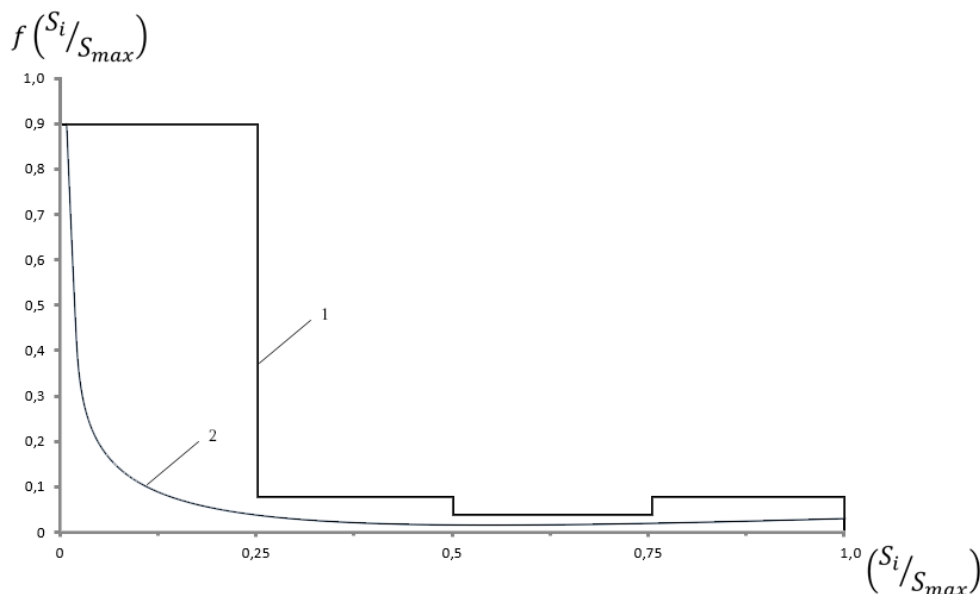


Fig. 4. The histogram of relative values of colloidal fraction volume (1) and suitable distribution curve (2).

The Fig. 4 is suitable the law of Veibull, which is follow:

$$f(S_i / S_{\max}) = 0,232(S_i / S_{\max}) \cdot \exp[-0,258(S_i / S_{\max})^{0.18}] \quad (4)$$

The reliability of received values calculated by formula (4):

$$P(S_i / S_{\max}) = \int_0^{1,0} f(S_i / S_{\max}) d(S_i / S_{\max}) = 0,78 \quad (5)$$

The risk of this independence (5) is equal:

$$R = 1 - P(S_i / S_{\max}) \quad (6)$$

$$R = 1 - 0,78 = 0,22 \quad (7)$$

The reliability calculated according to our theoretical researches is equal 0.78, which is allowable value [Morgan, Hann, 2001].

### Conclusion

So, we consider theoretical data about ecological problems of river Duruji and also implemented field-experimental researches and calculated forecast value of colloidal fractions of sediment transported by floods of river Duruji, and also calculated reliability and risk of these received data and finally can say that river Durui basin need suitable debris flow against measures.

For the effective protection of the population of the town of Kvareli in Georgia from debris flow formed on the Duruji River together of river embankment building is necessary to restore of river bed cleaning. Using of debris flow sediment for ceramic industry, building and agriculture increase demand of debris flow sediment and will be restore cleaning of river Duruji bed.



## References

- Gavardashvili G. (2003). Forecast of erosion-debris flow processes in the river Duruji basin and new engineering-ecological measures against them. Tbilisi. Metsniereba.
- Gavardashvili G., Chakhaia G. (2002). Evaluation of Present Ecological Situation of the River Duruji Drainage Basin. Bull. of The Georgian Academy of Sciences. Tbilisi, 166(1): 174 – 177.
- Gavardashvili G. & Bilal Ayub (2011). The Field Investigation of Erosion and Debris Flow Processes in Catchment Basin of the Duruji River. Word Debris Flow Associations, Padua University (Italy). 5th International Conference on Debris-Flow Hazards Mitigation, Mechanics, Prediction and Assessment. Padua, Italy, 63-71.
- Supatashvili T. (2014a). Evaluation of debris flow sediment and using it in order to increase agricultural lands. XII International Conference of Environmental, biological and ecological sciences. Madrid.
- Supatashvili T. (2014b). Evaluation of ecological condition of the river Duruji. 4th International scientific and technical conference, "Modern problems of water management, environmental protection, architecture and construction" Georgia, Tbilisi.
- Morgan R.P.C., Hann M.J. (2001). Shah Deniz Gas Export Project: erosion risk assessment. Interim Report to BP Kvaerner. Cranfield University, Silsoe, 25 p.





## Multi-level flexible debris flow barriers: case study in Peru

**C. Wendeler, H. Salzmann, N. Feiger, H. Hofmann**

*Geobrugg AG, Romanshorn, Switzerland, hannes.salzmann@geobrugg.com*

Geobrugg possesses over 10 years' experience in developing, dimensioning and installing flexible ring net barriers against debris flows. Flexible ring net system have proven to be an equivalent to classic large concrete protection measures. At same safety level they have many advantages in terms of fast and easy installation, environmental impact as well as landscape protection considerations. A back analysis of the efficiency of some of the first reference projects was made. This presented the basis for a load design developed together with the Swiss Federal Institute of Forest, Snow and Landscape (WSL). Simulations calibrated and verified in 1:1 field tests have been used to develop standard systems for different load cases. These systems have been tested and certified for CE-Marking in 1:1 field tests. Debris flow barriers can be installed as a single barrier or in a row, to increase total retention volume. This contribution relates the dimensioning and installation of a multi-level debris flow barrier in Peru and its successful retention of a large event, protecting efficiently the urban area of Chosica. The project consisted of 22 barriers installed in 9 valleys, in the winter months of 2016. The barriers were dimensioned with the software DEBFLOW1. A year later, large debris flows occurred and we will focus on two barriers which retained approximately 10'000 m<sup>3</sup> of material and were filled to 95%. The barriers downstream presented enough retention capacity to cope with a potential following event. Maintenance was undertaken in January 2018, and the barriers are fully functional for the next debris flow season.

*debris flow mitigation, flexible ring-nets, Peru*

## Многоуровневые гибкие противоселевые барьеры на примере работ в Перу

**К. Венделер, Х. Зальцманн, Н. Файгер, Х. Хофманн**

*Геобругг АГ, Романсхорн, Швейцария, hannes.salzmann@geobrugg.com*

Geobrugg обладает более чем 10-летним опытом разработки, определения размеров и установки гибких кольцевых сетчатых барьеров для защиты от селевых потоков. Гибкая система кольцевых сетей оказалась эквивалентной классическим крупным мерам защиты из бетона. На том же уровне безопасности они имеют много преимуществ в плане быстрой и простой установки, воздействия на окружающую среду, а также из соображений сохранения ландшафтной среды. Был сделан обратный анализ эффективности некоторых из первых эталонных проектов. Это послужило основой для разработки системы, созданной совместно со Швейцарским федеральным институтом леса, снега и ландшафта (WSL). Моделирование, калиброванное и проверенное в полевых испытаниях в натуральном размере, использовалось для разработки стандартных систем для различных нагрузок. Эти системы были протестированы и сертифицированы для маркировки CE в полевых испытаниях в масштабе 1:1. Барьеры для защиты от селей могут быть установлены поодиночке или каскадом, чтобы увеличить общий объем аккумуляции материала. В данной публикации рассматриваются измерение и установка многоуровневых селезащитных барьеров в Перу и их успешная роль в задержании селевого материала в период большого события. Барьеры эффективно защитили часть города Чосика. Проект состоял из 22 барьеров, установленных в 9 долинах в зимние месяцы



2016 года. Барьеры были рассчитаны на программное обеспечение DEBFLOW1. Через год произошли большие селевые потоки. Рассматриваются два барьера, которые сохранили приблизительно 10 000 м<sup>3</sup> материала и были заполнены до 95%. Барьеры, расположенные ниже по течению, обеспечивают достаточную способность удерживать материал, чтобы справиться с потенциальным последующим событием. Техническое обслуживание было проведено в январе 2018 года, и барьеры полностью функциональны для следующего селеопасного сезона.

*Защита от селей, гибкие кольцевые сети, Перу*

## Introduction

The effect of “El Nino” combined with regular precipitation during the rainy season, from January to end of April, leads to recurring debris flow disasters, in Peru. Debris flows occasion great damage to infrastructure and endanger lives and livestock. In 2015 alone, eight people lost their lives in a debris flow event and led to infrastructure loss and destruction costs of over 58 million USD. Other examples are the debris flows, in 1987, coming from the San Antonio de Pedregal stream, which killed 100 people. Eleven years later, 320 got injured, two died and 200 houses were destroyed.

To prevent vulnerable areas from being affected by further debris flow disasters, different type of mitigation measures can be installed. The municipality of Chosica, in the Lugarincho-Chosica district of the province of Lima, is particularly affected by debris flow due to its geographic location. Enclosed by steep valleys incised by torrents, the municipality opted in 2016 for 22 flexible ring net barriers, distributed in nine of these surrounding valleys, installed during winter 2016. The used flexible ring net barriers are standardized flexible debris flow barriers from Geobrugg. The barriers’ dimensions were determined by the dimensioning tool DEBFLOW1, freely accessible on Geobrugg’s website.

A year after completing the flexible ring net barriers, large debris flows occurred again and the barriers successfully retained the debris material. As an example, two barriers retained approximately 10’000 m<sup>3</sup> debris material and were filled up to 95%. Further downstream, additional barriers, installed as a multi-level system, presented enough retention capacity for a potential following event. This paper presents acquired knowledge of Geobrugg’s 10 years’ experience in developing, dimensioning and installing flexible ring net barriers against debris flows through the example of the mentioned case study in Peru. Another example of Geobrugg’s experience, particularly in the multi-level installation, is an example in the Spanish Pyrenees, in Port-Ainé. Nine VX-barriers were installed in 2009, combined with extensive monitoring of the catchment basin and were successfully filled in a large debris flow event in Summer 2010, with a total volume of approx. 25’000 m<sup>3</sup> (Luis-Fonseca et al., 2010).

## Method

### *Debris flow standardization and created systems*

While using flexible ring nets for rockfall protection it was observed that some slides got retained. However, no dimensioning concept existed proving that flexible ring net barriers can retain large debris flows. Therefore, real-scale experiments with flexible ring nets were performed at Illgraben test site in Switzerland between 2005 and 2008 [Wendeler, 2008]. At least once a year, a middle to large debris flow naturally occurs at Illgraben which proved to be an ideal test site location. The tests showed that a single barrier can retain 1000 m<sup>3</sup> depending on the channel geometry (see Fig. 1) and that over 10’000 m<sup>3</sup> of material can overflow the barrier without damage (Fig. 2). Thus, a debris flow retention system with several flexible ring nets in a row, so-called multi-level system, can be planned and constructed. Another test site in Switzerland, in Merdenson, confirmed this theory and allowed the extension of the dimensioning concept to multi-level systems (see Fig. 2). An extensive measuring concept on

and around the system led to the final dimensioning concept [Wendeler, 2008]. Based on the field test data, the flexible ring net dimensioning concept, the loading distributions, and simulations with the finite element software FARO [Volkwein, 2004] led to the development of standardized flexible ring net barriers. These barriers are defined according to the load their surface can cope with, in  $\text{kN/m}^2$ , as well as the system height.

Two types of standardized barriers were designed: VX-barrier and UX-barrier (Fig. 3). The VX barrier takes loads up to  $160 \text{ kN/m}^2$  and is used for narrow channels (V-shaped valleys), with a width up to 15m, and a barrier height of up to 6m. UX-barrier are used for larger channels (U-shaped valleys), with additional posts as required, with expected loads up to  $180 \text{ kN/m}^2$  and a barrier height up to 6m [Geobrugg, 2016].

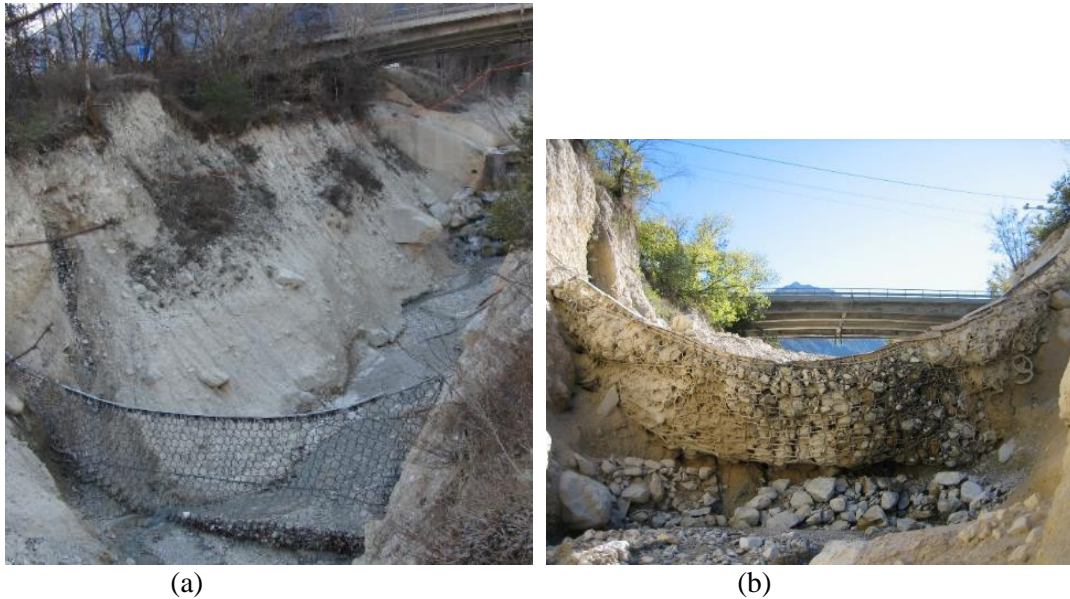


Fig. 1. Testing of debris flow retention system with ring net in the Illgraben channel, 2006. Retention volume approx.  $1000 \text{ m}^3$ . (a): barrier after installation, (b): filled barrier after debris flow event



Fig. 2. (a): flexible ring net barrier withstanding overflow in the Illgraben; (b): 1:1 field testing of multi-level barriers in Merdenson, Valais, Switzerland

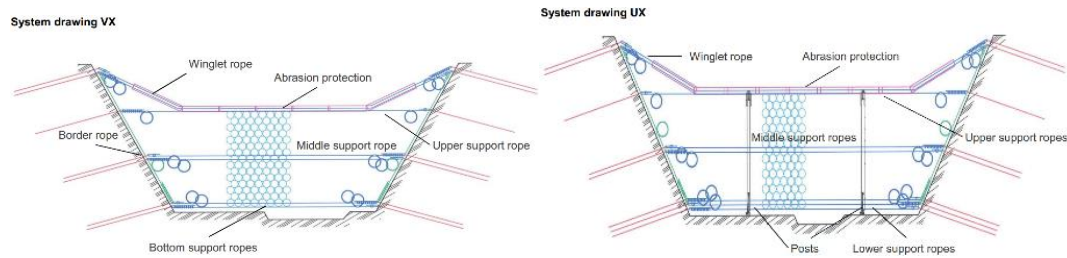


Fig. 3. Schematic diagram of standardized VX-barrier and UX-barrier. The main components are the flexible ring net, top, middle and bottom support ropes with corresponding ring brakes, abrasion protection, winglet components, anchoring and posts for the UX-barrier

### CE marking

Flexible standardized debris flow barriers certification was achieved in 2017 (EAD document Nr. 340020-00-1062). The real-scale testing served for certifying the flexible standardized debris flow barriers. The CE marking is based on a “European Assessment Document” which defines precisely the suitability, the type classification and yearly quality controls necessary to correspond to a certain standard. This states that the products with CE marking fulfil the European guidelines for product quality and field appropriateness and allows an unrestricted trade within the European Union. For further information please see: [https://ec.europa.eu/growth/single-market/ce-marking\\_de](https://ec.europa.eu/growth/single-market/ce-marking_de). There are two main benefits CE marking brings to businesses and consumers within the European Economic Area (EEA). Firstly, businesses know that products bearing CE marking can be traded in the EEA without restrictions. Secondly, consumers enjoy the same level of health, safety, and environmental protection throughout the entire EEA. Concerning debris flow barriers, CE marking guarantees for user and client a declared performance of the net systems according to EAD Document NO 340020-00-106. The performance is declared in  $\text{kN/m}^2$  impact pressure of first debris impact.

## Case Study Peru

### Background and fieldwork

Peru is located in the western part of South America adjoining the Pacific and the Andes mountain range. Due to the tropical location and the large altitude range, Peru has drastically varying climatic conditions and weather phenomena such as El Niño.

Between 2003 and 2015, according to Peru’s national civil defence, 4484 flood events and 1388 debris flows occurred affecting directly population, crop areas, road and productive infrastructure [ANA, 2017]. However, not all of these events are related to solely the El Niño phenomenon, short and intense precipitation combined with the presence of loose material simply leads to debris flows, with severe consequences in urbanized areas.

Since these recurring events have been recognized, several studies were realized in the last 30 years such as geological and geomorphological studies, geological hazard risk analysis, and evaluation and consequences of debris flows. Based on the knowledge obtained from these studies, the importance of mitigation measures was recognized in Peru. As already mentioned, the municipality of Chosica, was hit several times by severe debris flow events. The particular geographical setting leads to this vulnerability, Chosica being surrounded by steep dewatering slopes, covered by unconsolidated material, product of the cordillera’s erosion (Fig. 4). These slopes present each a sufficient large catchment area with one main dewatering direction, i.e. towards the valley, where the urban area is settled. A comprehensive field analysis was conducted to stake out the barriers’ best locations and to estimate the volume of potential flows. Finally, the National Water Agency (ANA) generated a tender for the installation of 22 flexible ring net barriers in nine streams to protect life and properties of more than 60’000 inhabitants (Fig. 5). TDM S.A. got the work awarded and started the installation in January 2016. The dimensioning of the barriers is explained in the next section (cf. Section 3.2). One special application was installed in quebrada Carossio. The barrier has a width of 60 m with 6 posts

and a barrier height of 6m. Hence, it is the second largest barrier in the world and the largest in South America.



Fig. 4. Steep, incised slopes (a) overlooking Chosica's urban area and the unconsolidated material covering these slopes (b)

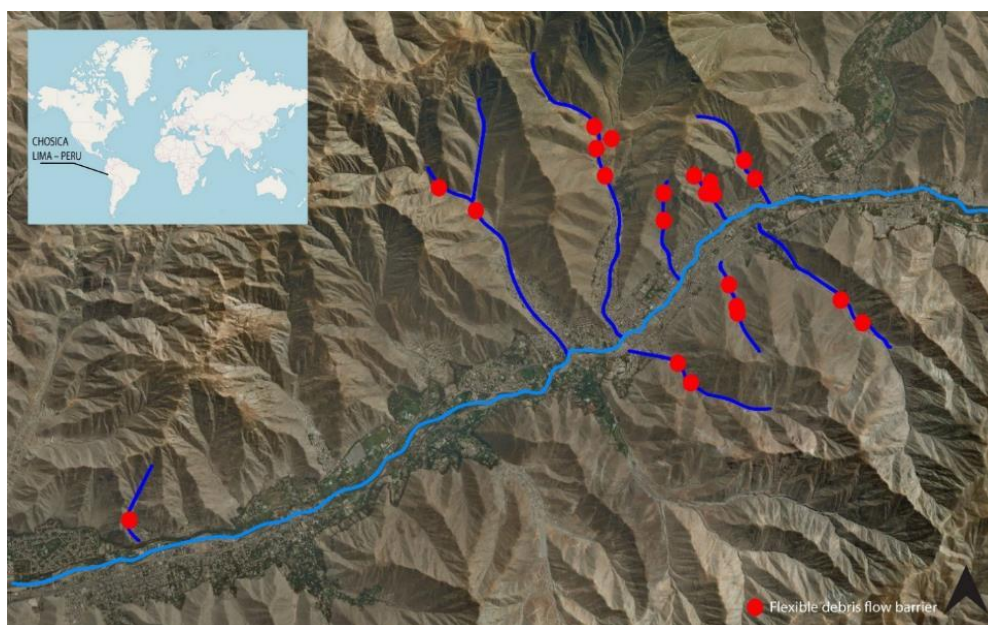


Fig. 5. Case study overview in Cuenca del Rio Rimac Distrito de Luriganchu, Chosica, Peru with 22 installed flexible debris flow barriers (red dots)

### *Dimensioning with DEBFLOW*

Flexible standardized barriers, up to a barrier height of 6m, were dimensioned with DEBFLOW, Geobruigg's official dimensioning tool for debris flow. It is freely accessible for anyone on the website<sup>1</sup>. The software is based on FARO [Volkwein, 2004] and analyses the stability of the chosen barrier system (VX/UX-barrier), calculates appearing dynamic and hydrostatic forces during the filling process and overtopping [Geobruigg, 2017]. The software is a one-page format and built up of debris flow parameters, barrier specific parameters for each selected barrier, choice of standard barrier system, proofs of maximum dynamic loading and static loading as well as of the chosen standard system. Overall retention volume of all selected barriers gets calculated, based on three load cases taking into account the type of flow, granular or muddy. Special design was undertaken for the barrier in quebrada Carrosio, the largest flexible ring net barrier in South America, since the dimensions required from the channel geometry exceeded the standard dimensions of flexible ring net barriers.

### Installation

Installation work took 2.5 months to complete and was accomplished between January and March 2016. During this time, potential debris flow streams were not activated because of no precipitation in the area. Details of installation are presented below such as scour protection of posts foundation for the UX-barriers and the special designed abrasion protection for the top support rope (see Fig. 5 and 6). Depending on the hydraulic conditions and the geometry of the different streams, UX or VX barriers were installed (Fig. 7), as single barrier or in a multi-level combination. The largest barrier was set up in a multi-level setting (Fig. 8).



Fig. 6. (a) Scour protection around the posts for UX-barriers; (b) abrasion protection for the top support rope



Fig. 7. UX- barriers with two posts in the channel bed (a) and VX barrier in a narrower channel (b)



Fig. 8. Multi-level installation of flexible ring net barriers (left). The highest barrier is the largest in South America (right)

### *Debris flow events*

The first debris flows after installation happened a year later, in January 2017. Up to then, all barriers have retained debris in variable amounts. On average, their retention level has been around 4'600 m<sup>3</sup>. Subsequently, in February 2017, Peru was hit by great storms which caused even further, large, debris flow events. The flexible debris flow barriers kept fulfilling their function of retaining debris. The multi-level system was efficient since the barriers further downstream were not completely filled and still offer good retention capacity, for potential following debris flows. During the debris flow events post supports and cable supports got partially eroded. Hence, maintenance work on these elements was done. Eroded parts were rebuilt with new foundations, brakes and cables were replaced. Further, the barriers need emptying when the material is dry and stable. It can be cleaned with an excavator from behind or in certain conditions, when all safety requirements are met, from the front. Fig. 9 illustrates the overall process for the barriers, from installation to filling to maintenance, ready for the next debris flow events.

### **Conclusion**

Since the 1:1 field experiments and the publication of the design concept for flexible debris flow barriers, many projects have been successfully installed in the last ten years, the Peru case study being one of several examples worldwide. The protection system with multiple flexible ring net barriers fulfilled successfully the prevention purpose of the vulnerable area situated further downstream. After geological and hydrological studies, some fieldwork and thanks to the standardization and dimensioning with DEBFLOW, a flexible ring net barrier system composed of a total of 22 nets lead to an impressive protection concept. The CE marked barriers were rapidly installed within 2.5 months. Compared to classical protection structures, such as large concrete check dams, the flexible ring net barriers are much easier to install in the ravines, with evidently less material to be handled on the slope. Furthermore, they integrate themselves very well into the landscape (see Fig. 10), can even be installed in landscape protection zones and finally the carbon footprint is more advantageous in comparison to concrete solutions (IBU report, 2008). As observed after the first debris flow events, maintenance of the structure can be done easily and presents an overall cost-effective and elegant solution.



Fig. 9. Before (2016) and after the debris flow event (2017) and subsequent maintenance (2018) for the stream San Pedregal (above) and Carrosio (below)



Fig. 10: two examples to illustrate the blending in of the flexible ring net barriers into the landscape making them almost invisible (blue arrow indicates barrier on the left)





### Acknowledgments

Thank you to Rolando Romero (Geobrugg Peru), for the material of the presentation and all his efforts on this project.

### References

- Geobrugg (2016). Ringnetzbarrieren aus hochfestem Stahldraht: Die ökonomische Lösung gegen Murgänge, Schweiz.
- Geobrugg (2017). Software Manual: DEBFLOW Debris flow protection. Switzerland.
- IBU Report (2008). CO<sub>2</sub> footprint of slope stabilisation methods: the TECCO System (mesh) compared to shotcrete solution. Institute for civil and environmental engineering, Rapperswil, Switzerland.
- Luis-Fonseca R., Raïmat Quintana C., Albalade Jimenez J., Fernández Rodriguez J. (2010). Protección contra corrientes de derrubios en áreas del Pirineo. Comportamiento de las barreras VX y primeros resultados de la estación de medición pionera en España. Revista de Información General de Maquinaria y Obras Urbanas, N.22.
- Volkwein A. (2004). Numerische Simulation von flexiblen Steinschlagschutzsystemen, Dissertation ETHZ, Schweiz.
- Wendeler C. (2008). Murgangrückhalt in Wildbächen – Grundlagen zu Planung und Berechnung von flexiblen Barrieren, Dissertation ETHZ, Schweiz.
- <https://www.geobrugg.com/en/Welcome-to-myGeobrugg-79860.html>integriert.
- [http://eur-lex.europa.eu/legal-content/DE/TXT/PDF/?uri=CELEX:52017XC1013\(01\)](http://eur-lex.europa.eu/legal-content/DE/TXT/PDF/?uri=CELEX:52017XC1013(01)).



## Engineering control of debris flow in New Luding county, Hengduan Mountains, China

H. Xie<sup>1,2</sup>, Y. Li<sup>1,2</sup>, S. Wang<sup>1,2</sup>, J. Zhang<sup>1,2</sup>, B. Yu<sup>3</sup>

<sup>1</sup>*Institute of Mountain Hazards and Environment, Chinese Academy of Sciences, Chengdu, China, xhong@imde.ac.cn*

<sup>2</sup>*Key Laboratory of Mountain Hazards and Surface Process, Chinese Academy of Sciences, Chengdu, China*

<sup>3</sup>*Chengdu University of Technology, Chengdu, China*

Luding County is located in the transitional zone between the Tibetan Plateau and the Sichuan Basin, Sichuan Province, Southwestern China. Here is in the Hengduan Mountains in the eastern part of the Tibet Plateau and is an area prone to mountain hazards such as debris flows and landslides. Luding County New Town is located on the debris flow fan of Mohe Gully, a tributary of the right bank of the Dadu River. This is the deep valley of the Dadu River between Gongga Mountain and Erlang Mountain. The debris flow often occurs in the Mohe Gully and is located on the east slope of Gongga. The highest point of the basin is 5100 m, and the lowest point is only 1276.1 m. Within the horizontal distance of 22.7 km, the relative height is 3828.9 m. In order to prevent the damage of the Mohe Gully debris flow to the New Town, a debris flow project was implemented on the Mohe Gully. The main project included 7 gravity dams, 3 check dam and 2617.56 m long drainage canals.

*debris flow, engineering control, China*

## Инженерная защита от селевых потоков в уезде Новый Лудин, горы Хэндуань, Китай

Х. Се<sup>1,2</sup>, Ю. Ли<sup>1,2</sup>, Ш. Ван<sup>1,2</sup>, Ц. Чжан<sup>1,2</sup>, Б. Юй<sup>3</sup>

<sup>1</sup>*Институт горных опасностей и окружающей среды Китайской академии наук, Чэнду, Китай, xhong@imde.ac.cn*

<sup>2</sup>*Ключевая лаборатория по горным опасностям и геоморфологическим процессам Китайской академии наук, Чэнду, Китай*

<sup>3</sup>*Университет технологий в Чэнду, Китай*

Уезд Лудин находится в переходной зоне между Тибетским плато и Сычуаньской котловиной в провинции Сычуань, Юго-Западный Китай. Он расположен в горах Хэндуань и является районом, подверженным таким опасностям, как селевые потоки и оползни. Новый город Лудин расположен на селевом конусе выноса реки Мохэ, правобережного притока реки Даду. Река Даду на участке между горой Гунга и горами Эрлан протекает в глубокой долине. Селевые потоки часто формируются в долине р. Мохэ на восточных склонах г. Гунга. Самая высокая точка бассейна находится на высоте 5100 м, а самая низкая точка – на высоте лишь 1276,1 м. При горизонтальном проложении длины реки 22,7 км, относительное превышение истока над устьем составляет 3828,9 м. Чтобы предотвратить повреждение нового города Лудин селями, в долине Мохэ был реализован проект селезащиты. Основной проект включал 7 гравитационных плотин, 3 селезадерживающих плотины и 2617,56 м дренажных каналов.



*сель, инженерная защита, Китай*

### **Formation conditions and characters of debris flows in the Mohe Gully**

Luding County, Ganzi Tibetan Autonomous Prefecture, Sichuan Province, China, is located in the east slope of the Gongga Mountain in the Hengduan Mountainous Area, which is in the eastern part of the Tibet Plateau. The local environment is characterized by high mountains and deep valleys, complicated geological conditions, frequent earthquakes and concentrated rainfalls. It is a place with frequent debris flows and landslides. Development of the Luding new county is experiencing threats from debris flows of the Mohe Gully, where preventing structures have been constructed.

#### *Formation conditions of the debris flow*

The Mohe Gully is frequently active in debris flows. It originates from the east slope of the Gongga Mountain and joins the Dadu River at the right bank, with elevation between 5100.0 m and 1276.1 m within 22.7 km, and streambed gradient of 107.8‰ (10.1°) (Fig. 1).

The Luding County lies in the subtropical zone and is climatically governed by the southeast and southwest monsoon, with altitude characteristics of subtropical zone, warm temperate zone, cold temperate zone, subfrigid zone and frigid zone successively from bottom to top of the valley. In particular, the Foehn effect has made a dry-hot valley in the Dadu River.

Just in the dry-hot valley lies the downstream Mohe Gully, where mean annual rainfall is 645.9 mm, with 545.2 mm concentrated between May and September. The mean and extreme maximum daily rainfalls are 40.1 mm and 72.3 mm. Every year sees two days on average having rainfall of more than 50.0 mm. Rainfall increases with altitude and reaches more than 1 900 mm around 3 000 m. The annual rainfall between 2 800 m and 3 500 m is about 2.5~2.6 times of that in the valley. Rainstorms in rainy season are the very triggering water of debris flows.

Exposure rocks in the Mohe Gully are mainly hard rocks such as granite and diorite. Collapse and landslide are small and less developed. Only 8 landslides and 9 collapses are found in the gully, which, together with deposits over the gully, supply 262×10<sup>4</sup> m<sup>3</sup> loose materials to debris flows.

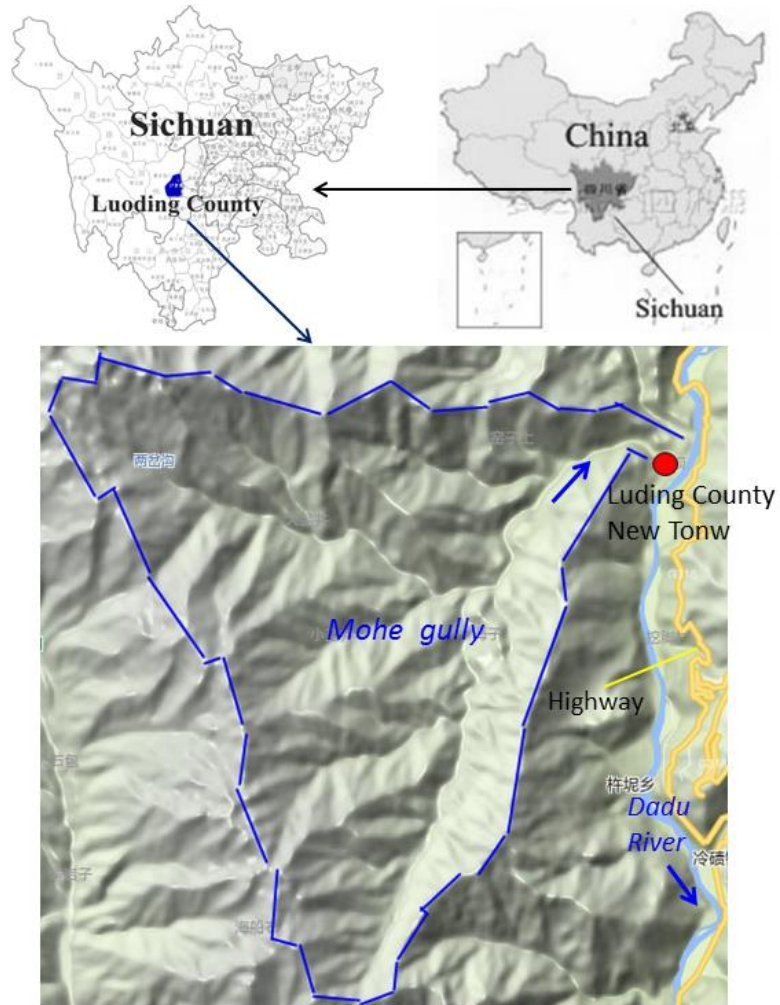


Fig. 1. The location map of the Luding new town.

#### *Characteristics of the debris flow*

Several debris flows occurred in the Mohe Gully in the last 100 years, among which the events in 1936, 1948, 1958, 1962, 1982, 2005, and 2009 caused huge disasters (Fig. 2).



a

b

Fig. 2. (a) Debris flow destroys road; (b) debris flow destroys bridges.

Debris flows in the Mohe Gully have the following characters:

(1) The frequency of large-scale debris flows in the mainstream is low, nearly once every 50 to 60 years. Though the geographical conditions in favor of debris flows, storm floods with moderate scale cannot move massive gravels and rocks on river-bed. Only when rare



downpours and extraordinary rainstorms occur are flood able to activate sediments and to form debris flows.

(2) Debris flows are mainly formed in the middle of the gully and the upstream is the water concentration area. Thus, preventing engineerings should be conducted in the middle or lower reaches.

(3) Controlled by the water level of the Dadu River and the landform of the outlet, the downstream Mohe is full of debris flow deposits. The depositional fan is as wide as 100~200 m, whereas its longitudinal slope is relatively small (6%~7%). When debris flows occur, the major part can only reach to the middle and downstream of the river, with large amounts of gravel deposited in wide channels and low-density debris flows with fine grains or hyper-concentrated floods flow into the downstream. Thus, densities of mainstream debris flows change dramatically, with 1.9~2.2 t/m<sup>3</sup> in the middle and only 1.3~1.5 t/m<sup>3</sup> in the depositional fan at the outlet.

(4) According to grain composition (Table 1), density of the debris flow in the Mohe Gully is about 1.9~2.2 t/m<sup>3</sup>. That is, the density is 2.0~2.2 t/m<sup>3</sup> when debris flows are of 1% frequency and is 1.9~2.0 t/m<sup>3</sup> when debris flows are of 2% frequency.

Table 1. Grain composition of debris flow sediments in the Mohe Gully

Content (%) Number	Grain diameter(mm)							Note
	0.005<	0.005~ 0.074	0.074~ 0.25	0.25~ 0.50	0.50~ 2.0	2.0~ 20	>20	
Mohe1	0	0	5.7	8.2	5.1	12.3	68.7	Small sample
Mohe 2	0	0	0.2	2.8	4.5	15.7	76.8	Small sample
Mohe 3	2.2	10.4	5.9	3.8	11.7	62.7	3.3	Small sample
Mohe 4	0	0.6	8.3	9.4	22.4	35.3	24.0	Big sample

#### *Calculation of the debris flow discharge*

There are no hydrologies or rainfall observational data in the Mohe Gully, design discharge of debris flow is derived from the corresponding peak discharge of flood plus the sediment yield rate with a certain coefficient. Calculating results are listed in the Table 2.

Table 2. Flux calculated value of debris flows in the Mohe Gully.

Calculating frequency P	debris flows of 1% frequency (P=1%)	debris flows of 2% frequency (P=2%)	debris flows of 5% frequency (P=5%)
Flux (m <sup>3</sup> /s)	774	584	406

#### **Prevention engineering structures**

From April 2012 to June 2014, we have completed several preventing structures in the mainstream and tributaries, including gravity dams, check dams, and drainage canals.

#### *Preventing goals and standards*

The major preventing engineerings in the Mohe Gully contain gravity dams and drainage dams in the mainstream and tributaries.

Goals: preventing engineerings defend flash floods and debris flows from middle to large scales and can guarantee the safety of the Luding new town in downstream area; When debris

flows with super design standard occur, these preventing engineerings alleviate hazards, reduce property losses and casualties to the lowest degree.

Preventing standards: main preventing engineerings in the mainstream are arranged to defend debris flows of 2% frequency ( $P=2\%$ ), and the check standard is setted due to debris flows of 1% frequency ( $P=1\%$ ); According to local geological conditions, projects are setted up to prevent earthquakes of intensity VIII.

#### *Preventing engineerings in the mainstream*

Preventing engineerings in the mainstream include one drainage canal and three gravity dams.

**Drainage canals.** The design standard of drainage canals is to drain debris flows of 2% frequency. The upside of the canal connects to the No.1 gravity dam retention basin discharge canal, its downside connects to the Dadu River flood bank. Its overall length is 2128.06 m, the upside and downside longitudinal slope are 6.24% and 6.29% respectively. The width of the upper and bottom part of the canal are 10.01 m and 9.5 whereas its depth is 4.6 m. The drainage canal is composed of walls on both sides and scour protecting boards in the middle of it (Fig. 3).



Fig. 3. Debris flow depositional fans and drainage canals in the Mohe Gully.

**Gravity dam.** Three dams from No.1 to No. 3 are all gravity dams.

(1) The axis of the No. 1 gravity dam is 204.7 m as long and the top of the dam is 3.0 m as wide; The cross section of the overflow outlets is in compound trapezoid form with top and bottom width 20.0 m and 15.0 m respectively and with depth 4.0 m. The highest gravity dam reaches 20.2 m and the effective dam height is 16.2 five overflow canals are arranged in the middle of the gravity dam, they are setted in horizontal direction and are parallel to each other, centers of these canals are 3.0 m far away from each other; Drain canals are setted in the body of non-overflow dam with 2 m and 5 m longitudinally and horizontally far away from each other, the top hole is at the same height with the bottom of overflow canals. To prevent downstream erosion base being hollowed out, retention basins and discharge canals are constructed in downstreams. Drainage blind canals are setted every 5 meters from each other in the bottom of the retention basin to decrease uplift pressures the dam is experiencing. The downstream of the dam connects to drainage canals (Fig. 4).



Fig. 4. The No. 1 gravity dam in the Mohe Gully.

(2) The axis of the No. 2 gravity dam is 106.5 m as long and the top of the dam is 3.0 m as wide; The cross section of overflow outlets is in compound trapezoid form with top and bottom width 20.0 m and 15.0 m respectively and with depth 4.0 m. The highest gravity dam reaches 19.00 m and the effective dam height is 15.0 m; Five overflow canals are arranged in the middle of the gravity dam, they are setted in horizontal direction and are parallel to each other, centers of canals are 3.0 m far away from each other; the  $\phi 20$  drain holes are setted in the body of the non-overflow dam with 2 m and 5 m longitudinally and horizontally far away from each other. To prevent downstream erosion base being hollowed out, apron is employed in downstream. The overflow outlets connect to the apron. To decrease uplift pressures the dam is experiencing, vertical drain holes are setted in the apron.  $\phi 50$  drain-pipes are used and arranged in plum blossom form, gaps are both 1.5 m long in vertical and horizontal directions. The end of the apron connects to the scour prevention vertical wall, the wall is of gravity type and the vertical height is 5.5 m. The height and width of the wall toe are all 1 m. The width of the top and bottom of the preventing walls are 0.6 m and 2.23 m, whereas their height are 6.5 m. Drain-pipes are setted in a row and are arranged in plum blossom form in the wall with 1.5 m far away from each other (Fig. 5).



Fig. 5. The No. 2 gravity dam in the Mohe Gully.

(3) The axis of the No. 3 gravity dam is 99.50 m as long and the top of dam is 3.0 m as wide; The cross section of the overflow outlets is in compound trapezoid form with top and bottom width 20.0 m and 15.0 m respectively and with depth 4.0 m. The highest gravity dam reaches 16.00 m and the effective dam height is 12.0 m; Five overflow canals are arranged in the middle of the gravity dam, they are setted in horizontal direction and are parallel to each other, centers of outlets are 3.4 m far away from each other and are 3 m higher than the bottom of the overflow outlets.  $\phi 20$  drain holes are arranged in the body of the non-overflow dam with 2 m and 5 m longitudinally and horizontally far away from each other, the top-hole lays 2.5 m

lower than the overflow bottom. To prevent downstream erosion base being hollowed out, apron is employed in downstream. The overflow outlets connect to the apron, the apron is 25 m long and 1m deep and the gradient is  $i=5\%$ . To decrease uplift pressures the dam is experiencing, vertical drain holes are setted in the apron project. Drain-pipes are arranged in the plum blossom form, the gap is 1.5 m long in vertical and horizontal directions. The end of the apron connects to scour prevention vertical wall, which is 5.5 m as high and 1 m as wide and is in gravity mode. The side walls of the apron are in uniform gravity mode, the width and height of the barricade top is 0.5 m and 4.05 m respectively. The width and height of the unloading plat is 2.15 m and 1.2 m respectively. The barricade bottom is as wide as 1.63 m. Drain-pipes are setted in a row and are arranged in plum blossom form in the wall with 1.5m far away from each other (Fig. 6).



Fig. 6. The No. 3 gravity dam in the Mohe Gully.

#### *Preventing engineerings against tributary debris flows*

The tributaries of the Mohe Gully watershed mainly develop on the left side of the mainstream. We have conducted preventing engineerings in tributaries, such as the Erping Gully, the Chejia Gully and the Xiao Gully, they are all on the left side of the main ditch. Those engineerings covering gravity dams, check dams and drainage canals. Among which, the design standard of the gravity dam is setted to defend debris flows of 5% frequency. The main purpose is to alleviate the risk of debris flows being blocked in tributaries.

***Check dam project in the Chejia Gully.*** The main function of the check dam project is to stabilize gullies and slopes. The Chejia Gully is frequently active in debris flows. Three check dams are constructed in the middle and downstream of the Chejia Gully and all are in gravity structure. The axes length are as follows: No.1 13.6 m (Fig. 7), No.2 12 m and No.3 17.5 mother check dam is 6.5 m as high and the effective height is 3.5~4.5 m, the basis burial depth is 2 m; The dam top is 1.5 m as wide.



Fig. 7. Check dam in the Chejia Gully.





***Blocking and drainage engineerings of debris flows in the Erping Gully.*** Catchment of the Erping Gully area 2.9 km<sup>2</sup> and gully length 2.7 km. The bottom of the gully is narrow, and it's mean streambed gradient is 449‰. Preventing engineerings include one gravity dam and one drainage canal.

The gravity dam has slits, with height and effective height 11.0 m and 6.0 m respectively, the dam axis is 26.4 m as long, the thickness of the top and bottom of the dam is 2 m and 6.1 m respectively. The gravity dam is setted in the middle and the downstream of the gully, thus gravel and grain materials are prevented to flow into downstreams and mainstreams. The drainage canal is 489.5 m as long and it's starting point connect the slit dam, whereas it's terminus is in the left part of the Mohe River. The side wall of the drainage canal is 0.5 m as wide and 3.0 m as high. Plus, its gradient is 116‰.

***Projects focused on prevention in the Xiao Gully.*** The Xiao Gully is frequently active in debris flows, with longitudinal length and mean width of 6.2 km and 2.4 km respectively; The highest points in this drainage basin are 3 860 mother lowest points with elevation of 1 229 m and relative height difference of 2 631 m flow into the Mohe Gully.

Engineerings mainly focused on prevention and single-sided fending groyne is setted in the existence of the gully. Three gravity dams are arranged and among which the No.1 (Photo 8) and No.3 dam are grided dams, the length of the dams' axes are 42.0 m and 29.5 m and their height are 10.5 m and 9.5 m respectively. The effective dam height are 8 m and 7 m respectively, the thickness of the dam top are all 2 m while the thickness of dam bottom are 8.85 m and 8.15 m respectively (Fig. 8); The No.2 dam is entity dam of gravity type, the axis is 31.5 m as long and the dam is 12.5 m as high. The effective dam height is of 10.0 m and thickness of the top and bottom of the dam are 2 m and 10.25 m respectively; the basic buried depth of all those dams mentioned above are 3.0 m.



Fig. 8. The No.1 Gravity dam in the Xiao Gully.

### **Analysis of effectiveness of debris flow preventing engineerings**

Debris flow preventing engineerings in the Mohe Gully was completed in the year June 2014 and has operated four Hydrological years. These well-protected engineerings guarantee the safety construction of the Luding new town. Their preventing effectivenesses are mainly in three following aspects.

#### *Block to tributary debris flows*

Debris flows in three tributaries, the Xiao Gully, the Erpingzi Gully and the Chejia Gully, are being managed. The area of the former three gullies' drainage basin is 10.4 km<sup>2</sup>, 1.6 km<sup>2</sup> and 2.88 km<sup>2</sup> respectively and 14.88 in total, which accounted for 12.20% of the total. All gravity dams are designed as 5% debris flow standard and checked as 2% debris flow standard. These keep coarse particles within the tributaries and only high-sediment floods flow into the

mainstream when debris flows occur. Thus, pressures of preventing engineering in the mainstream can be reduced.

#### *Block to mainstream debris flows*

Through former investigation, the overall amount of solids in debris flows of 1% frequency in the Mohe Gully is  $144 \times 10^4 \text{ m}^3$ , among which, gravel diameters over 20 mm account for 78% and their overall volume are about  $112 \times 10^4 \text{ m}^3$ . Seven gravity dams and three check dams are constructed in the mainstream and tributaries in order to prevent debris flows of volume as high as  $140 \times 10^4 \text{ m}^3$ , which hold up coarse particles in debris flow of 1% frequency to the upstream of the dam and guarantee the safety of the Luding new town. Gravity dams are all designed in the comb shape and with large discharging holes. This certain kind of shape let sediment laden flows enter into drainage canals and refuse coarse particles in huge debris flows. When common debris flows occur, large amounts of deposits are unlikely occur. Reservoirs are advised to keep empty to fight against debris flows characterized by low frequency and large scale.

According to practical measurement in December in the year 2014, the reservoir capacity of three gravity dams in the mainstream are as follows: No.1,  $247\,874 \text{ m}^3$ ; No.2,  $78\,748 \text{ m}^3$ ; No.3,  $69\,695 \text{ m}^3$ ;  $396\,281 \text{ m}^3$  in total. That is the gravity dam which can prevent volume of coarse particles as high as  $40 \times 10^4 \text{ m}^3$  each time, which limits debris flows within the Mohe Gully. In this way, threats to the Luding new town from debris flows of 2% frequency can be eliminated.

#### *Drainage of mainstream debris flows*

Drainage canals in the Mohe Gully are designed and checked according to debris flows of 2% and 1% frequency respectively. After blocks from three gravity dams in mainstream, large particles in the debris flow are being held up in the upstream. The flow evolves into dilute debris flows or hyper-sediment concentrated floods with density lower than  $1.3 \text{ t/m}^3$ . Correspondingly, the designed flux and checked flux are  $Q_{2\%}=223 \text{ m}^3/\text{s}$  and  $Q_{1\%}=257 \text{ m}^3/\text{s}$  respectively. The upside of the drainage canal connects to the retention basin discharge chute of the No.1 gravity dam and its downside connects to the bank of the Dadu River. The width of the top and bottom of the dam are 10.01 m and 9.5m, its depth is 4.6m. After the accomplishment of the drainage canal construction, we reexamined its drainage capacity. We found out that when the debris flow reached its checked flux  $Q_{1\%}=257 \text{ m}^3/\text{s}$ , the drainage canal can be as deep as 3.3 m. When drainage canal is full of water, the depth of water reaches 4.6m and the flux is of  $411 \text{ m}^3/\text{s}$  which is 1.6 times the amount of debris flows of 1% frequency. (Fig. 9, 10).



Fig. 9. Houses located on the edge of the debris flow drainage canal in the new town.



Fig. 10. Drainage canals and rib ridges.

Therefore, when debris flows of 1% frequency or lower occurs, preventing engineering can guarantee the safety of the Luding new town. This has positive meanings to the development of the Luding County where the available land resources in the deep valley are relatively limited.

### Conclusions

(1) The Hengduan Mountains Area is located in the east part of the Tibet Plateau and is characterized by high mountains and deep valleys. Effective preventing measures are able to prevent frequent debris flows and to guarantee the safety of new projects. The new town of Luding County is a perfect example.

(2) In areas like the Luding new town characterized with high mountains, deep valleys and large scale debris flows, main preventing engineering (such as gravity dams and drainage canals in the mainstream) must be strong enough to block and drain debris flows effectively in order to control mountain hazards; Meanwhile, corresponding blocking engineering must be set in main tributaries in order to prevent their flowing into the mainstream and to decrease pressures that main engineering are experiencing.

(3) In area like the Luding new town where huge debris flows occur, engineering are not enough to guarantee absolute safety in this area, warning and monitoring of debris flows should also be conducted. When debris flows over the designed standard occur, people in dangerous area should be arranged in safety area to avoid dangers.

### Acknowledgements

This research is supported by the 'one three five' project <comprehensive preventing technology of mountain hazards in towns in mountains areas-comprehensive preventing system, mode and standard in towns, which belongs to the Institution of Mountain Hazards and Environment, CAS.

### References

- Assessment report of construction land geologic hazard of the Luding new town, Sichuan Province (2010). Institute of Mountain Hazards and Environment, CAS (in Chinese).
- Assessment report of construction land geologic hazard of the resettlement point of new town of Luding Hydropower Station, Sichuan Province (2015). Institute of Mountain Hazards and Environment, CAS (in Chinese).
- Feasibility study report on flash flood and debris flow control project in Mohe Gully, the Luding new town, Sichuan Province (2013). Institute of Mountain Hazards and Environment, CAS (in Chinese).
- Geologic hazards investigation and districts reporting of Luding County, Sichuan Province (2006). Chengdu University of Technology (in Chinese).
- Report of Luding County overall planning (2009). Chongqing Planning and Design Institution (in Chinese).
- The prevention plan of the geologic hazard of the Luding County in the year 2009 (2009). Bureau of Land Resources of the Luding County (in Chinese).



## Conditions and mechanism for formation of glacial debris flows in Parlung Zangbo, SE Tibetan Plateau

J.J. Zhang, J.K. Liu, Y.L. Li, J.C. Wang, L. Chen, B. Gao

*Institute of Exploration Technology, CAGS, Chengdu, China*

*Technical center for geological hazard prevention and control, CGS, Chengdu, China*

Alpine glaciers are vulnerable to climate changes, and their recession due to warming has already induced large number of geohazards closely related to glacial motion, such as debris flow. Strong coupling of the geology, geomorphology, climate and glacial action controls the type, size, development and frequency of debris flow in the Parlung River. The field investigation indicate that the northern bank is much bigger sizes and higher frequency of debris flows than the southern bank, the sharp contrast between the two banks is determined by their different formation conditions of debris flows, especially glaciers and geomorphology. The present paper examines the differences in the conditions for glacial debris flows to occur, through a combination of field investigation, interviews with local residents, and interpretation of remote sensing images. The mechanisms due to different formation conditions are analyzed. Based on the results, effective measures are proposed for mitigating the harm to roads and railways within this area done by this geohazard.

*sharp contrast between two banks; formation mechanism; glacier recession; Sichuan-Tibet highway/railway*

## Условия и механизм формирования гляциальных селей в долине Парлун Цангпо, юго-восток Тибетского нагорья

Ц.Ц. Чжан, Ц.К. Лю, Ю.Л. Ли, Ц.Ч. Ван, Л. Чэнь, Б. Гао

*Институт геологоразведочных технологий, Китайская академия геологических наук, Чэнду, Китай*

*Технический центр по предотвращению и контролю геологической опасности, CGS, Чэнду, Китай*

Высокогорные ледники уязвимы для изменения климата, и их сокращение из-за потепления уже вызвал большое количество геологических опасностей, тесно связанных с движением ледников, таких как селевые потоки. Сочетание геологического и геоморфологического строения, климата и динамики ледников влияет на тип, масштаб и частоту селей в долине реки Парлун. Полевое исследование показывает, что на северном борту долины селепроявления имеют гораздо большие масштабы и более высокую частоту, чем на южном борту. Резкий контраст между двумя бортами определяется различными условиями селеформирования, особенно в отношении оледенения и особенностей рельефа. В настоящей работе рассматриваются различия в условиях формирования гляциальных селей на основе сочетания результатов полевых исследований, опроса местных жителей и интерпретации материалов дистанционного зондирования. Анализируются механизмы, обусловленные различными условиями формирования. Исходя из результатов, предлагаются эффективные меры для смягчения ущерба от этого вида геологических опасностей для автомобильных и железных дорог в данном районе.



*резкий контраст между двумя бортами долины; механизм формирования;  
сокращение оледенения; Сычуань-Тибетское шоссе и железная дорога*

## Introduction

Glacial debris flow is a natural geological phenomenon closely related to glacial motion, usually triggered by glacial meltwater or intense rainfall. Large glacial debris flows could also be caused by icefalls, avalanches or failure of dams across gullies [Cruden and Hu, 1993; Kourp and Clague, 2009; McColl, 2012; Stoffel and Huggel, 2012; Fischer et al., 2012]. Glacial debris flows are sudden, violent, and difficult to forecast, and tend to travel long distance at high speed. This kind of geo-hazard, which typically occurs in alpine regions, can cause severe damage to the villages, factories and mines, roads, railways, and towns along gullies or at their mouths, and thereby terrible loss of life and property [Korup and Clague, 2009; Takahashi, 2014; Cui et al., 2015].

Running across the substantially uplifted Tibetan Plateau, the Parlung Zangbo River (hereafter called “the Parlung River”) is among the world’s rivers with the highest elevation drops and greatest erosive forces. Due to this as well as the frequent earthquakes and abundant precipitation there, this river is one of the regions subjected to the largest-scale, most violent, and most hazardous debris flows in the world [Shang et al., 2003; Ge et al., 2014]. The Parlung River is home to the largest temperate glaciers of China [Shi et al., 1964; Liu et al., 2013]. The river basin has undergone active endogenic and exogenic geological processes, and has an extremely complex tectonic setting and high neotectonic activity [IMHE and ITS, 1999]. This, combined with the alpine-gorge terrain, high precipitation, and modern glacial activity, contributes to collapse, landslide, debris flow and other major geohazards in this region, among which glacial debris flow is the most destructive [IMHE and ITS, 1999; Shang et al., 2005].

Many large debris flows have taken place in the Parlung River in the history. The Sichuan-Tibet Highway, a section of China National Highway 318 [G318] on the northern bank of the Parlung River, has been blocked by many debris flows since it was built in the 1950s. For this reason, researchers have conducted a systematic series of research in this area since then. Glacial debris flows in this area were intensively studied during the comprehensive scientific investigation of the Tibetan Plateau in the 1970s [IMHE and ITS, 1999; Du et al., 1985]. Recent studies have looked at the deglaciation resulting from global warming in detail. Existing research has provided plenty of valuable data and insights into the characteristics of geohazards along the Sichuan-Tibet Highway and the conditions and mechanisms for their occurrence, and also proposed preventive measures [Shang et al., 2005; Zeng et al., 2007; Zhang et al., 2017].

Large glacial debris flows are considered a serious obstacle to regional economic development and a threat to major construction projects, such as the Sichuan-Tibet Railway [from Chengdu to Lhasa, Fig.1] which is planned to span the Parlung River. In order to ensure normal traffic on Sichuan-Tibet Highway and successful implementation of China’s Western Development Program, there is currently an urgent need to address glacial debris flows and ensuing environmental problems in the study area. The present paper examined the differences in the conditions for glacial debris flows to occur between the southern and northern banks of Parlung River, through a combination of field investigation, interviews with local residents, and interpretation of remote sensing images. The mechanisms for formation of glacial debris flows were analyzed. Based on the results, effective measures were proposed for mitigating the harm to roads and railways within this area done by this geohazard.

## General settings

### *Geological conditions*

The Parlung River is located in the northeastern part of the Eastern Himalayan Syntaxis, eastern end of Gangdise-Nyenchen Tanglha fault-fold belt. The area is mainly composed of



gneiss of the Nyainqentanglha group and the Gangdise granite and Metamorphic rocks of Paleozoic system [Fig.1; Ding et al., 1995; Xu et al., 2008; Zeitler et al., 2014; Zhang et al., 2016], the neotectonics is characterized by fast regional crustal uplift with multiple faulting activities. The Tongmai-Zhongkang fault [TZF] and the Tongmai-Jingzhula [TJF] are two important active faults with an average dextral strike-slip rate of 4mm/a [Fig.1; Ren et al., 2000; Tang et al., 2010]. The syntaxis region is highly seismic with 124 earthquakes of ML 4.0 or greater from 1950 to 1996, including the Ms 8.5 Motuo Earthquake in 1950 [Fig.1; GRGST, 1995; IMHE and ITS, 1999; Ren et al., 2000; Zeng, 2007].

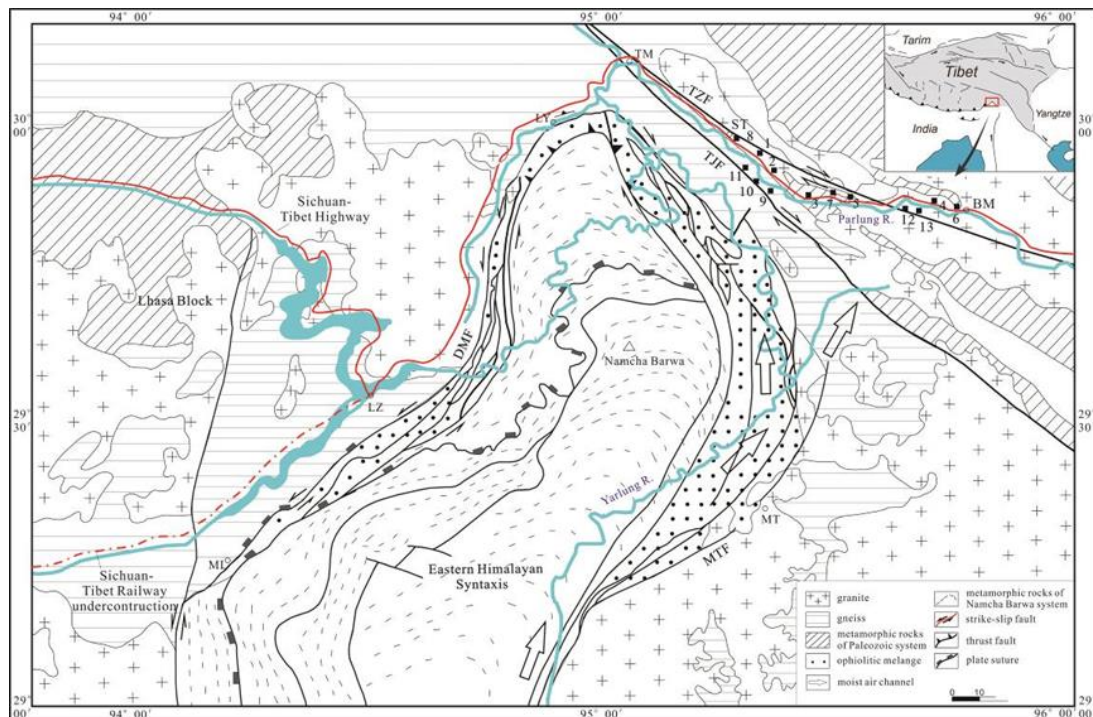


Fig. 1. Geological sketch map of the Eastern Himalayan Syntaxis [after Xu et al., 2008; Wei et al., 2017] (Abbreviations: Towns, BM-Bomi, ST-Suotong, TM-Tongmai, LY-Layue, LZ-Linzhi, ML-Milin, MT-Motuo. Faults, TZF-Tongmai Zhongkang fault; TJF-Tongmai Jinzhula fault; DMF-Dongjiu Milin fault; MTF-Motuo fault. Numbers: 1-Bitong debris flow; 2-Dada rock avalanche-debris flow; 3-Jiaolong debris flow; 4-Cangguo debris flow; 5-Zhataduo debris flow; 6-Naha debris flow; 7-Guxiang rock avalanche-debris flow; 8-Suotong debris flow; 9-Qiuzhu debris flow; 10-Chidan debris flow; 11-Songrao debris flow; 12-Michong debris flow; 13-Danka debris flow).

### Climate and precipitation

Located in the southeastern Tibetan Plateau, the Parlung River is more sensitive to climate change than other parts of West China. It has a subtropical alpine climate affected by the Indian Monsoon. The Indian Monsoon carries moisture to the Tibetan Plateau, primarily along the valley of the Yarlung Zangbo River [hereafter called Yarlung River] on the west of the Parlung River and the Danlong and Chayu Rivers on the south, which are all open to the south [Fig. 1]. This leads to high precipitation in the plateau. For example, the average annual precipitation is as high as 1100-1400 mm/a in Tongmai and Bomi [Fig.1]. Due to the humid air and high elevations, the Parlung River has the largest expanses of temperate glaciers in China. A total of 1320 modern temperate glaciers are distributed in the Kangri Karpo Mountains on the river's southern bank, covering an area of 2655 km<sup>2</sup> [Li et al., 1986; Mi et al., 2002; Yang et al., 2008]. The high precipitation and temperature attributed to the warm moist air from the Bay of Bengal, plus global warming, keep the surface temperatures of the temperate glaciers in this area at around 0 °C. Therefore, the glaciers undergo faster ablation than accumulation of



ice and move actively. As a result, deglaciation occurs extensively and provides a lot of materials and water needed for formation of debris flows.

### *Geomorphology*

The Parlung River extends on the northeast of the Eastern Himalayan Syntaxis. It is characterized by alpine gorges and deep-incised river valleys with extremely high erosion rates of  $> 5\text{mm/a}$  [Zeitler *et al.*, 2014], and its elevation tends to decrease from east to west overall. The river flows through wide valleys in its upper reaches and narrow gorges in the lower reaches. It is bounded on the north by the southeastern branch of the Nyenchen Tanglha Mountains and on the south by the Kangri Karpo Mountains. The extensive development of glaciers and intense tectonic processes has created a wide variety of geomorphic features, such as glacial landforms, alpine gorges, and fluvial depositional landforms.

### *Geo-hazard history*

Strong coupling of the above geology, geomorphology, climate and glacial action controls the type, size, development and frequency of debris flow in the Parlung River. Since 1950, the study area has been frequently hit by debris flows of different sizes, suffering huge loss of life and property [e.g. 1-13 in Fig.1; *IMHE and ITS*, 1999]. In particular, some debris flows were extremely tremendous and disastrous, such as the debris flow occurring in Guxiang area on September 29, 1953 [Shi *et al.*, 1964].

According to the size classification, which is based on the total volume, peak discharge and inundated area, the size classes of the debris flows are given in Tabel 1, coinciding with the debris flow frequency based on the interview and previous study,

The debris flows in the study area were classified in terms of size using a size classification method based on total volume, peak discharge and inundated area (Table 1). The results are consistent with the data on debris flow frequency obtained from the interviews and previous study. In the region between Bomi and Suotong [Fig. 1], the southern and northern banks of the Parlung River differ greatly in occurrence of debris flows. Compared to the northern bank, the southern bank shows much smaller sizes and lower frequency of debris flows (Table 1). The sharp contrast between the two banks is determined by their different formation conditions of debris flows.

### **Analysis of the formation conditions of debris flow**

Due to its unique geographic location and climate, debris flows in the Parlung River are closely associated with moisture distribution and glacial movement. The study found that they are a direct consequence of glaciers recession [Zheng *et al.*, 2014].

### *Comparison of hydrology and glacier distribution between the two banks*

The data from the field investigation and remote sensing images, together with the Second Glacier Inventory Dataset of China [Liu *et al.*, 2013], suggest significant differences in glacier distribution between the northern and southern banks of the Parlung River. In terms of glacier type, valley glaciers are distributed only on the southern bank, while the northern bank is covered primarily by cirque glaciers and hanging glaciers. The snow line is generally higher in the east than in the west (Table 2).

In the region between Bomi and Suotong, northern bank of the river has 28 glaciers, which account for 32.56% of the region's total number of glaciers, 35.62% of glacier coverage, and 35.62% of ice reserves. The southern bank has 58 glaciers, which make up 67.44% of the region's total number of glaciers, 65.44% of glacier coverage, and 64.39% of ice reserves (Table 2). It is clear that the southern bank has more glaciers than the northern bank.

Table 1. Typical debris flows in the Palung River from Bomi to Suotong [e.g. 1-13 in Fig.1; *IMHE and ITS, 1999*]

No.	Name	Date	Size class	Location
1	Bitong gully	5 Sep. 2007	Middle	North bank
		5 Sep. 2016	Large	
2	Dada gully	4 Aug. 2013	Small	
		20 Jul. 2017	Middle	
3	Jiaolong gully	Sep. 1988	Middle	
		15 Aug. 1989	Large	
		5 Sep. 2016	Middle	
4	Cangguo gully	1975	Large	
		1996	Large	
5	Zhataduo gully	Jul. 1987	Large	
6	Naha gully	1968	Super-large	
		1978	Large	
7	Guxiang gully	29 Sep. 1953	Super-large	
		1954	Large	
		1963	Large	
		30 Jul. 2005	Large	
8	Suotong gully	26 Jul. 1991	Middle	
9	Qiuzhu gully	2014	Middle	South bank
		28 Aug. 2016	Middle	
10	Chidan gully	5 Sep. 2016	Middle	
11	Songrao gully	4 Sep. 2007	Large	
		25 Jul. 2010	Large	
12	Michong gully	Aug. 2015	Small	
13	Danka gully	Aug. 2015	Small	

Obviously, glaciers are more developed on the southern bank of the Parlung River than on the northern bank. Glaciers that fill gullies are called valley glaciers. The northern bank shows a snow line higher than that on the southern bank and basically has no valley glacier, indicating that the snow and ice on the northern bank are more active. Numerous large glaciers have formed on the Kangri Karpo Mountains because the mountains just stand in the way of the warm moist air brought by the southwest monsoon blowing from the great bend of the Yarlung River [Fig. 1], and thus become the wettest part of the Tibetan Plateau. After the moist air climbs over the Kangri Karpo Mountains and passes the Parlung River, it decreases in moisture content and thus supplies less moisture to the river's northern bank [the Nyenchen Tanglha Mountains]. Therefore, the northern bank is dominated by cirque and hanging glaciers.





Table 2. Glaciers in Palung River from Bomi to Suotong.

Location	Types of glacier	Number of glaciers and percentage		Area of glaciers [km <sup>2</sup> ] and percentage		Volume of glaciers [ $\times 10^6 \text{m}^3$ ] and percentage		Average snow line [m]
Northern bank	Hanging glacial	18	20.93%	41.12	30.84%	2867.45	33.93	4040
	Cirque glacial	10	11.63%	4.96	3.72%	142.57	1.69%	
	Valley glacial	0	0%	0	0%	0	0%	
Southern bank	Hanging glacial	23	26.74%	31.18	23.38%	2058.01	24.35%	3429
	Cirque glacial	15	17.44%	5.82	4.36%	194.73	2.30%	
	Valley glacial	20	23.26%	50.27	37.70%	3188.54	37.73%	
Sum total	/	86	100%	133.35	100%	8451.3	100%	/

Moreover, the glaciers on the southern bank [the shady slope] melt at slow rates as they have lower surface temperatures due to low solar irradiation received. After a certain amount of snow has accumulated on a glacier, the glacier tends to move downward to valleys under gravity or pressure. This contributes to the higher probability of formation of valley glaciers on this bank. By contrast, glaciers on the northern bank [the sunny slope] show higher surface temperature due to greater solar irradiation and thus melt faster. For this reason, glaciers are unlikely to fill gullies and the dominant glacier types are cirque glaciers and hanging glaciers. Due to their differences in moisture supply and solar insolation, the northern bank has a snow line higher than that the southern bank's. The more active glacial motions and faster rate of melting on the northern bank are regarded as the preconditions for formation of glacial debris flow. For the melting of glacier provide it with enough water and the till in the glacier transform to the solid matter in the glacial debris flow.

#### *Differences in geomorphology between northern and southern banks*

Glacial debris flow nowadays is the result of the whole area's geomorphic evolution. From the Quaternary, during glacial period and interglacial period, as the the glacier scale of southern bank is much bigger than that of the northern, so as to the glacier erosion and transporting capacity. During Last Glacial Maximum, glacier filled the whole gully and reached the Parlung River. Therefore, under the effect of long-term structural erosion and glacier erosion, gullies in southern bank reflect higher grade of maturity. Its overall form takes the shape of oak leaf and cross section takes the shape of "u". While for the most gullies in northern bank, due to long time illumination, it is hard to form large scale glacier running through the whole gully and glacier remains mostly at the edge of gully at high altitude. Under the effect of freeze-thaw weathering and glacier erosion over the years, only mountains at high altitude suffer repeated erosion, thus to form wide top and narrow bottom. Its overall form takes the shape of funnel and cross section takes the shape of "v" at the lower part, which is favorable geography for debris flow [Fig. 2, Fig. 3]. Therefore, it is obvious the northern bank is more beneficial for the formation of glacial debris flow.

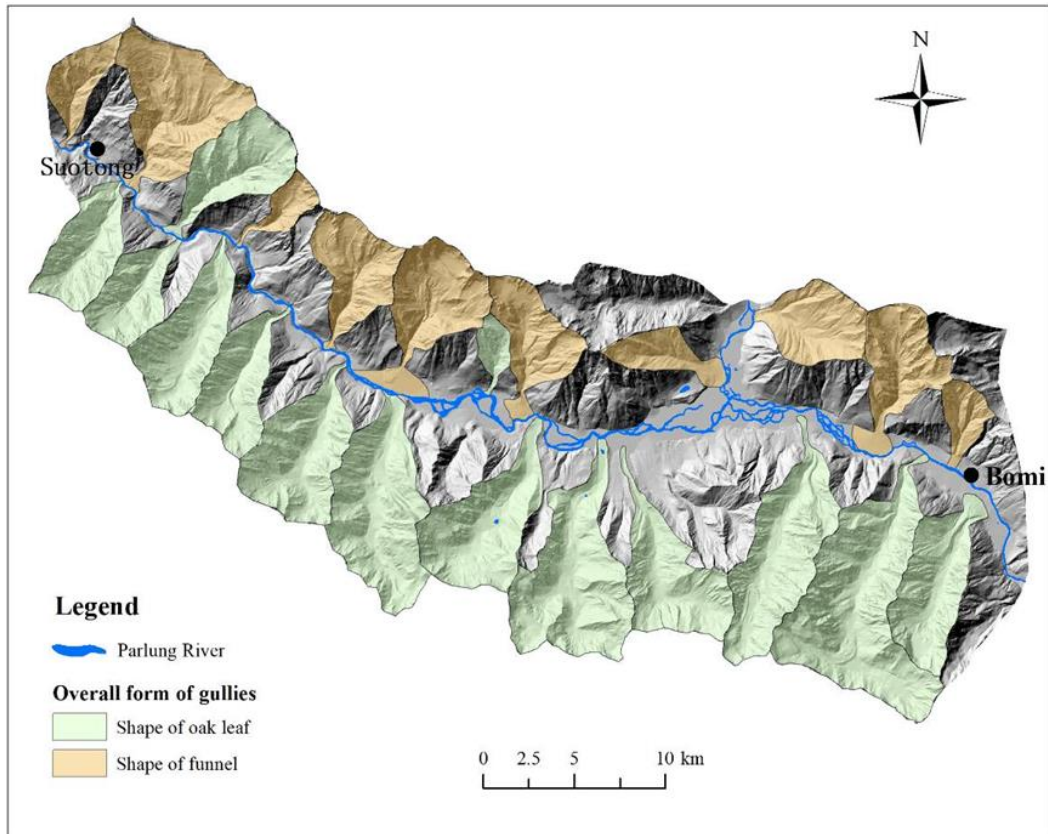


Fig. 2. Overall form of gullies in two banks between Bomi and Suotong (Fig. 1).

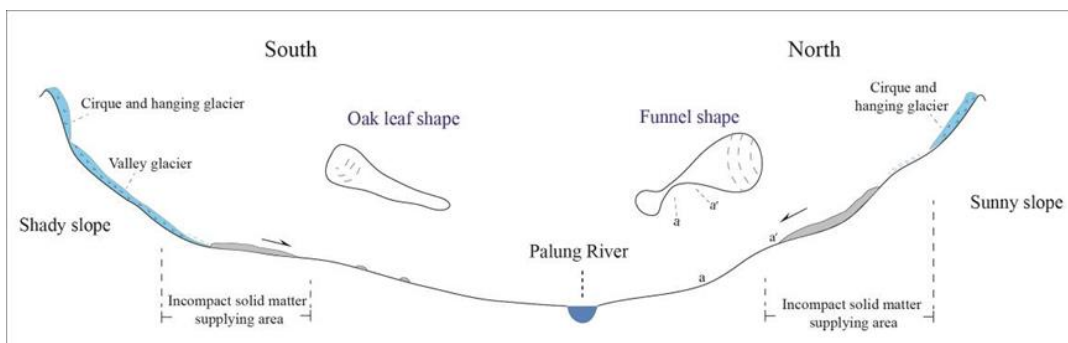


Fig. 3. Comparison of gullies geography in two banks.

### Formation mechanism of debris flow in south and north of Parlung River

Occurrence of landslides, collapse, debris flows and other geohazards depends on a combination of internal and external conditions, including active tectonics, topography, climate, and hydrology. The field investigation and analysis show that glacial debris flows vary between the southern and northern banks despite their overall wide distribution across the region. According to the previous research, the glacial debris flows on the two banks formed in significantly different conditions, and thus their formation mechanisms inevitably differed. [Takahashi, 2014] proposed three classical modes of debris flows: 1) falling debris mixes with water in a gully and transforms into a debris flow; 2) gully bed deposits are destabilized by surface runoff and then develop into a debris flow; 3) the collapse of a debris dam suddenly causes a debris flow. In fact, the formation of debris flows in the Parlung River can also be explained by these modes. However, the debris flows on the southern and northern banks occurred through different mechanisms due to different formation conditions.

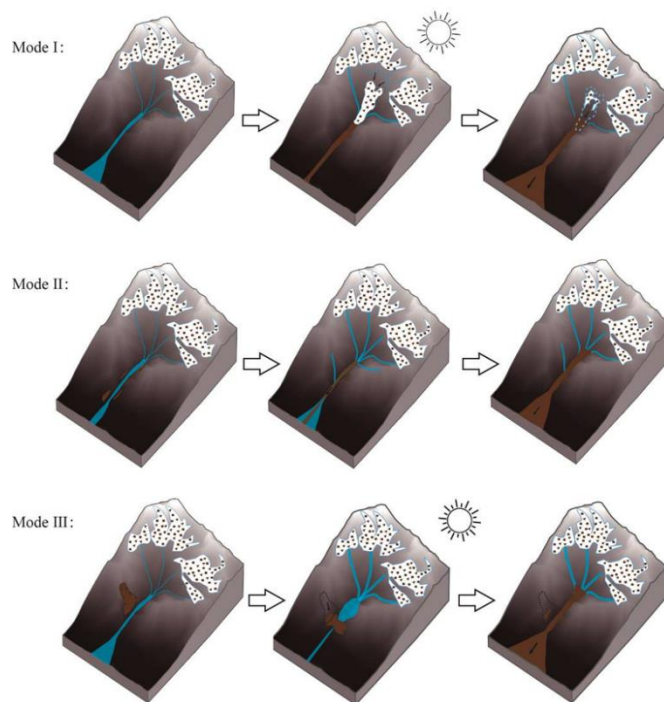


Fig. 4. Formation mechanisms of debris flow in the Parlung River

Mode I: During movement, a glacier tends to fracture during intense melt at its snouth. The glacial meltwater then moves into the glacial body along the resulting fractures and accumulate into runoff at the glacier base. Cavities form at the glacier snouth due to erosion by the runoff. As the fractures continue growing, the glacial till or rock masses deposited by the glacier tend to collapse, motivating the slow-moving glacier to move downward faster. During fall and breakage, ice will melt and the huge amounts of energy contained in meltwater runoff will destabilize the loose gully deposits, which then develop into a debris flow (Fig. 4, mode I).

Mode II: In the early stage, the small quantities of glacial meltwater and surface runoff generated by rainfall also provide materials for formation of a debris flow. When the ablation of glacier accelerates or a heavy rainfall occurs, the resulting water forms runoff, which will erode the glacial till and debris from landslides previously deposited in the gully and entrain the underlying sediments. The sediments will then be fluidized and move, forming a debris flow (Fig. 4, mode II).

In mode III, after gully slopes collapses, the materials from the slopes will accumulate in the middle part of the gully and form a dam. As a result, upstream rainfall and glacial meltwater will be blocked by the dam. After the water behind the dam reaches a certain amount, the dam will break and the water will be discharged rapidly. The discharged water then entrains the underlying sediments, resulting in a glacial debris flow (Fig. 4, mode III).

### Discussion

The differences in climate, hydrology, geomorphology, glacier distribution and other conditions between the southern and northern banks of the Parlung River contribute to their differences in the size, frequency, and formation mechanism of debris flows. Data on previous debris flows suggests that debris flows on the northern bank were more active than those on the other bank. It is reasonable to predict that the debris flows will still occur more frequently on northern bank in the future.

The dominance of cirque and hanging glaciers on the upper part of gullies in the northern bank indicates greater potential energy carried by icefalls and avalanches. As the northern bank is the sunny slope, the glaciers there are more active and melt more intensely, increasing the probability of icefalls, avalanches, and rockfalls. Therefore, the mode of debris flow changes to mode I. Active glaciers will produce more meltwater and modern glacial till. The unique



funnel shape of gullies not only facilitates confluence of water from different sources, but also increases the likelihood of blockage and dam break at the narrow part of a gully. Then mode III debris flow will occur. On the southern bank [the shady slope], the gullies are oak leaf-shaped and typically covered with valley glaciers. As the speeds of glacier motion and water catchment are slow, it will take a longer time for the materials produced by repeated freezing and thawing in the early stage and from a gully to develop into a debris flow. In this situation, a mode II Debris flow is more likely to occur. However, in extreme conditions, there is also possibility of a model III debris flow triggered by breakage of a dam, which is composed of the materials falling from both slopes of a gully. In conclusion, the debris flows on the northern banks primarily occur in modes I and III, while the southern banks are dominated by modes II and III debris flows.

Glacier is the controlling dynamic factor of debris flow in Parlung River. Warming is the root cause of the glacial recession, Mass meteorological data show that climate warming is significant in the Parlung River since the 1970s, the warming rate in Bomi is  $0.23^{\circ}\text{C}/10\text{a}$  [Deng *et al.*, 2017; Yang *et al.*, 2010]. It is speculated that the melting rate of glaciers will accelerate in the future, and the northern bank is more pronounce than the southern bank, for smaller glaciers are more sensitive than the larger ones and are easier to lose material.

The disappearance and recession of glaciers bring enough water and impact solid matter for glacier debris flows, no doubt debris flow in the region will increase gradually in the future [IMHE and ITS, 1999; Shang *et al.*, 2005; Cui *et al.*, 2014; Gariano and Guzzetti, 2016; Wei *et al.*, 2018]. Strong earthquakes are bound to be the center of the centralized breaking out of glacier debris flows. In addition, the melting of the glacier will bring the moraine lakes, which are hidden danger for the subsequent debris flows caused by glacial-dammed lakes outburst.

The paper suggests that the major transport projects to be built in the Parlung River, such as the Sichuan-Tibet Expressway and Sichuan-Tibet Railway, should be located on its southern bank, in order to mitigate the influence of debris flows. To span gullies prone to debris flows, bridges and tunnels are proper solutions.

### Conclusion

Study in the present paper indicate that, compared to the southern bank of the Parlung River, the northern bank shows much bigger sizes and higher frequency of debris flows. The sharp contrast between the two banks is determined by their different formation conditions of debris flows, especially glaciers and geomorphology. In fact, glaciers are more active on the northern bank of the Parlung River than on the southern bank, which means enough water and impact material for the debris flow. Overall form of gullies in northern bank mainly take the shape of funnel and cross section take the shape of “v” at the lower part, which is favorable geography for debris flow.

Three formation mechanisms are concluded, mode I: icefalls, avalanches and rockfalls mixes with water in a gully and transforms into a debris flow; mode II: gully bed deposits are destabilized by surface runoff and then develop into a debris flow; mode III: the break of a debris dam suddenly causes a debris flow. The glacial debris flows on the southern and northern banks occur through different mechanisms due to different formation conditions, the debris flows on the northern banks primarily occur in modes I and III, while the southern banks are dominated by modes II and III debris flows.

The disappearance and recession of glaciers bring enough water and impact solid matter for glacier debris flows, no doubt debris flow in the region will increase gradually in the future, and the northern bank is more pronounce than the southern bank. The paper suggests that the major transport projects to be built in the Parlung River, should be located on its southern bank, in order to mitigate the influence of debris flows. To span gullies prone to debris flows, bridges and tunnels are proper solutions.

### Acknowledgements

The work is supported by geological survey project “Geo-hazards investigation in major towns and along main highways in SE Tibet”, which is funded by China Geological Survey.



The authors thank sincerely to Dr. Dongxu Yang and Eng. Dong Yang for providing valuable discussions in the field.

### References

- Cui P., Chen R., Xiang L.Z., et al. (2014). Risk analysis of mountain hazards in Tibetan Plateau under global warming. *Progressus Inquisitiones de Mutatione Climatis*. 10(2): 103-109 (in Chinese).
- Cruden, D. M. and Hu, X. Q, et al. 1993. Exhaustion and steady state models for predicting landslide hazards in the Canadian Rocky mountains, *Geomorphology*, 8: 279-285.
- Cui P., Su et al. (2015). Risk assessment and disaster reduction strategies for mountainous and meteorological hazards in Tibetan plateau. *Chin. Sci. Bull.* 60 (32): 3067-3077
- Deng M.F., Chen et al. (2017). Meteorological factors driving glacial till variation and the associated periglacial debris flows in Tianmo valley, south-eastern Tibetan Plateau. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 17: 345-356.
- Ding L., Zhong et al. (1995). Fission track evidence for the Neocene rapid uplifting of the eastern Himalayan syntaxis. *Chin. Sci. Bull.*, 40 (16): 1497-1500.
- Du R.H., Wang et al. (1985). Formation and development of glacial debris flow in the Guxiang gully, Xizang. In: Lanzhou Institute of Glacier and Permafrost, CAS, Special Issue on China Debris Flow. Science Press, Beijing, 1-18 (in Chinese).
- Fischer L., Purves et al. (2012). On the influence of topographic, geological and cryospheric factors on rock avalanches and rockfalls in high-mountain areas. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 12: 241-254. doi:10.5194/nhess-12-241-2012.
- Ge Y.G., Cui P. et al. (2014). Case history of the disastrous debris flows of Tianmo watershed in Bomi County, Tibet, China: some mitigation suggestions. *J. Mt. Sci.*, 11: 1253-1265.
- Gansu Regional Geological Survey Team (GRGST) (1995). The 1:200000 Geological Map and Regional Geological Survey Report of Tongmai and Bomi.
- Gariano S.L., Guzzetti F. (2016). Landslides in a changing climate. *Earth Sci. Rev.*, 162: 227–252.
- IMHE, ITS. (1999). A study of typical mountain hazards along Sichuan-Tibet Highway. IMHE (Institute of Mountain Hazards and Environment, the Chinese Academy of Sciences and Water Conservancy Ministry of China) and ITS (Institute of the Traffic Science, the Tibet Autonomous Region). Chengdu Science and Technology University Publishing House, Chengdu, 158-184.
- Korup O., Clague J.J. et al. (2009). Natural hazards, extreme events, and mountain topography. *Quaternary Sci. Rev.*, 28: 977-990.
- Li J.J., Zheng et al. (1986). Tibet Glacier. 1-36. Science Press, Beijing, 217-228 (In Chinese)
- Liu S.Y., Guo W.Q., Xu J.L. et al. (2014). The Second Glacier Inventory Dataset of China (Version 1.0). Cold and Arid Regions Science Data Center at Lanzhou. doi:10.3972/glacier.001.2013.db.
- McColl S.T. (2012). Paraglacial rock-slope stability. *Geomorphology*, 153-154: 1-16.
- Mi D.S., Xie et al. (2002). Glacier Inventory of China, XI, the Ganga Drainage Basin. Xi'an Cartographic Press, Xi'an, 9-437 (in Chinese).
- Ren J.W., Shen, et al. (2000). Quaternary faulting of Jiali fault, southeastern Tibetan plateau. *Seismol. Geol.* 22 (4): 344-350 (in Chinese)
- Shang Y.J., Yang et al. (2003). A super-large landslide in Tibet in 2000: background, occurrence, disaster, and origin. *Geomorphology*. 54: 225-243.
- Stoffel M., Huggel C. et al. (2012). Effects of climate change on mass movements in mountain environments. *Prog. Phys. Geog.* 36: 421-439.
- Shang Y.J., Park et al. (2005). Distribution of landslides adjacent to the northern side of the Yarlu Tsangpo Grand Canyon in Tibet, China. *Environ. Geol.*, 48: 721-741.
- Shi Y.F., Yang et al. (1964). The glacial debris flow in Guxiang, Tibet. *Chin. Sci. Bull.*, 6: 542-544.
- Tang F.T., Song J., Cao Z.Q. et al. (2010). The movement characters of main faults around Eastern Himalayan Syntaxis revealed by the latest GPS data. *Chinese Journal of Geophysics*, 53(9): 2119-2128 (in Chinese).
- Takahashi T. (2014). Debris flow mechanics, prediction and countermeasures, 2<sup>nd</sup> edition. 103-168. Taylor & Francis, London, 259-334.
- Wei R.Q., Zeng Q.L., Tim Davies, et al. (2018). Geogazards cascade and mechanism of large debris flows in Tianmo gully, SE Tibetan Plateau and implications to hazard monitoring. *Engineering Geology*, 233: 172-182. doi: 10.1016/j.enggeo.2017.12.013.
- Xu Z.Q., Cai Z.H., Zhang Z.M. et al. (2008). Tectonic and fabric kinematics of the Namche Barwa terrane, Eastern Himalayan Syntaxis. *Acta Petrologica Sinica*, 24(7): 1463-1476 (in Chinese).
- Yang W., Yao, et al. (2008). Quick ice mass loss and abrupt retreat of the maritime glaciers in the Kangri Karpo mountains, southeast Tibetan Plateau. *Chin. Sci. Bull.*, 53: 2547-2551.
- Yang W., Yao et al. (2010). Characteristics of recent temperate glacier fluctuations in the Parlung Zangbo River basin, southeast Tibetan Plateau. *Chinese Sci. Bull.*, 55: 2097-2102.



- Zhang J.J., Wang J.C., Chen L. et al. (2016). Distribution of the Quaternary accumulation along Zhamu-Suotong section of the Sichuan-Tibet high way and their occurrence characteristics. *Science Technology and Engineering*. 17(32): 37-43 (in Chinese).
- Zhang J.J., Liu J.K., Gao B. et al. (2017). Characteristics of material sources of Galongqu glacial debris flow and the influence to Zhamo Road. *Journal of Geomechanics*. 24(1): 106-114 (in Chinese).
- Zeitler P.K., Meltzer et al. (2014). Tectonics and topographic evolution of Namche Barwa and the easternmost Lhasa block, Tibet. *GSA Bull. Spec.*, 507: 23-58.
- Zeng Q.L. (2007). Formation of Huge-Thick Loose Accumulations in Southeast Tibet with Associated Hazards Modes and Mitigations: A Case Study in Ranwu to Lulang Section of Sichuan-Tibet Highway. Thesis of University of Chinese Academy of Science.
- Zheng B.X., Ma Q.H. (1994). Relationship between the glacier variation and the debris flow development of the holocene in the GongGa mountainous region. *Lanzhou Institute of Glaciology and Geocryology, Chinese Academy of Sciences*. 12 (1): 1-8 (in Chinese).



## Brazilian tropical residual soils as the solid phase sources of local occurring mud and debris flows due to heavy rains

**D.V. Znamensky**

*Brazilian Committee on Dams (CBDB) member, chairman of technical committee on Mud and Debris Flow, Brazilian Soil Mechanics Association (ABMS) member and Debris Flow Association member, dvzname@ gmail.com*

Residual soils result from a complex “in situ” weathering, decomposition and disintegration processes of several rock types and classes. Residual soils represent an accumulation of regolithical mass where the upper layer is a mature residual soil, represented by a totally decomposed rock mass matrix located on terrain surface and extending to more profound and deep situated saprolitic rock masses these less attained by the mentioned transformation process. The profile defined by the mentioned extremes soil materials constitutes lithosphere’s regolithical cover. All regolith’s properties, such as density, permeability, strength, deformability and other physical/mechanical features are conditioned by intensity and duration of geophysical and geochemical reactions that develop in rocky milieu. Residual soils, in a simplified first approach, are constituted by: a) granular frictional, non-cohesive soils represented by coarse grained gravel and sandy soils as acid rocks weathering products, and b) cohesive fine grained silt and clayey plastic soils resulting mostly from basic rocks weathering processes. Rock mass weathering occurs due to high temperatures and intense rainfall rates of tropical and subtropical environment. During the intense long duration rains, in mountainous regions of the country, hillside slope failures occur very frequently. Many of them result in mud and debris flows. Bingham’s rheological model is usually employed to simulate stress-strain behavior of fine grained clayey soils and respective water admixtures that occurs as shallow or deep slides upon local conditions. Deep slides involve saprolitic and/or less decomposed rocky material. Bagnold’s macro viscous, or eventually inertial models, represent well the rheological behavior of such solid-liquid phase mixtures. Some characteristic of residual soils grain size curves is commented. Recently occurred accidents in country’s mountainous regions, involving properties and human life losses, are mentioned and briefly discussed.

*brazilian tropical residual soils, weathering processes, residual soils properties and characteristics, rainfall induced mud and debris flows, representative rheological models*

## Тропические остаточные почвы как источник твердой составляющей селевой массы для селей ливневого типа в Бразилии

**Д.В. Знаменский**

*Бразильский национальный комитет по плотинам, Председатель технической комиссии по селевым потокам: Институт наук о Земле, Член Ассоциации по механике грунтов Бразилии и Селевой ассоциации, dvzname@ gmail.com*

Остаточные почвы являются результатом комплексных процессов выветривания, разложения и дезинтеграции нескольких типов и классов горных пород in situ. Остаточные почвы представляют собой скопление реголитической массы, где верхний слой представляет собой зрелую остаточную почву, представленную



полностью разложенной матрицей горных пород, расположенной на поверхности и простирающейся до более глубоко расположенных сапролитовых породных масс, которые меньше подвергаются упомянутым процессам трансформации. Профиль, определяемый указанными экстремальными почвенными материалами, представляет собой литосферный реголитический покров. Все свойства реголита, такие как плотность, проницаемость, прочность, деформируемость и другие физико-механические особенности, обусловлены интенсивностью и продолжительностью геофизических и геохимических реакций, которые развиваются в твердой среде. Остаточные почвы при упрощенном подходе представляют собой: а) гранулированные фрикционные, несплошные почвы, представленные крупнозернистыми гравийными и песчаными почвами как продуктами выветривания кислых пород; б) сплошные мелкозернистые иловые и глинистые платстичные почвы, образующиеся в основном в результате выветривания основных пород. Выветривание горных пород происходит из-за высоких температур и интенсивных осадков, характерных для тропического и субтропического климата. Во время интенсивных продолжительных дождей в горных районах страны очень часто происходят склоновые процессы. Многие из них приводят к грязевым и грязекаменным потокам. Реологическая модель Бингхэма обычно используется для моделирования поведения стресс-деформаций мелкозернистых глинистых почв и соответствующих водных примесей, которые происходят в виде мелких и глубоких оползней в местных условиях. Глубокие оползни включают сапролитный и / или менее разложившийся каменный материал. Макро-вязкие, или, в конечном счете, инерционные модели Багнольда хорошо отражают реологические свойства таких смесей твердой и жидкой фаз. Прокомментирована некоторая характеристика кривых размера зерна остаточных почв. Упоминаются и кратко обсуждаются произошедшие недавно в горных районах страны события, связанные с имущественными и человеческими потерями.

*тропические остаточные почвы Бразилии, процессы выветривания скальных пород, свойства и характеристики остаточных грунтов, грязевые и каменно-грязевые сели ливневого типа, представительные реологические модели*

### Tropical soils

At a first glance tropical soils are associated to their geographic location which occurs in tropical belt range of earth's sphere limited in northern and southern hemispheres by the tropics circles latitudes.

The tropical belt is defined as earth globe's regions of:

- a) Humid tropical zones where the year's rainy season period is greater than seven (7) month and the yearly rainfall precipitation rate is larger than 2000 mm/year;
- b) Sub-humid tropical zones with four (4) to seven (7) month long rainy season with precipitation rates superior than correspondent evapotranspiration rates in the same period as mentioned by Silva Dias (2001).

A more detailed characterization of earth's tropical zones is given by Ayoade (1983), with some geographic, astronomic, climatic and meteorological properties of earth surface, cited as:

- 1 - Area of the earth sphere which is situated between the Cancer and Capricorn tropics circles or 22°30' latitudes of both hemispheres;
- 2 - Sites on the earth surface where the apparent trajectory of the sun attains zenithal point of the celestial hemisphere.
- 3 - Earth surface locals where mean annual temperature value is equal or smaller than the mean daily temperature range.
- 4 - Earth surface sites at sea level where the mean temperature of the year's coldest month is equal or greater than 18°C.





5 - Earth surface regions characterized by absence of an accentuated cold season (winter period).

6 - Earth surface areas with total annual rainfall amount larger than 2000 mm.

Some important and particular aspects conditioned by former mentioned characteristics and properties are regarded as main factors in relation to tropical soils formation.

They are mainly:

a) The solar activity resulting as an sun irradiation of greater intensity and duration, that results in higher temperatures actuating on lithological and regolithical mantle and on surrounding them air or water environment;

b) A greater rainfall rates which occur as consequence of intense atmospheric dynamic processes situated in tropics range what results in more frequent, intense and long duration precipitations;

c) The resultant increased runoff, infiltration and subsuperficial percolation rates; and

d) A resulting dense vegetal cover recovering earthen tropical surface areas which include: rain forests, bush and shrubs lands, and grass specimens covered prairies areas.

### **Tropical residual soils**

The tropical residual soils and their weathered original underlayed rock strata constitute the regolithical mantle of the upper layer of the lithosphere in tropical environment as characterized before.

In a strict sense mentioned tropical residual soils are sufficiently thick accumulated strata of "in situ" weathered, as will be discussed later, decomposed and/or disintegrated rock matrix and mass which recovers the sound original rock.

Weathering processes occur mainly by variable cyclic temperature's variation (heating/cooling) and also cyclic and variable water content (saturating/drying) actuating on the superior regolithical cover.

As proposed by Deere and Patton (1971) rock weathering processes involve two distinct class of mutation.

The transformations of chemical and physical-mechanical nature that occurs as: a) - rocks matrix or constituent's decomposition, and b) - rocks mass structural disintegration. Dearman (1974) offers a detailed study of both weathering processes with elucidative Figures that are not presented here. Both weathering processes reduce in individual or integrated form, the mechanical strengths of the rock matrix material and the overall structural strength of the rock mass. In this way residual soils genesis process essentially transforms the solid state sound rock, in another solid state material of reduced cohesion and consequently mechanically less resistant characteristics and properties.

The regolithical strata profile are sequential horizons named from the top to the bottom sound rock, as:

a) mature residual soil (top covering humus layer and upper layer soil layer);

b) immature residual soil or developed saprolitic soil (upper intermediate depth);

c) residual saprolitic soil with reliquary original rock structures (lower intermediate depth);

d) weathered rock (deep placed layers), and

e) original sound rock (bottom layer), as presented by Vargas (1978), on the following

Fig. 1.



Horizont I (a) 0-10 m.		Humus and porous sand or clay; Slopes covering colluvial soil or mature residual soil with limonitic concretions at the bottom.
Horizont II (b) 5-15 m.		Brown, red or yellow clay; Stiff residual soil or residual saprolitic soil.
Horizont III (c) 0-70 m.		Clayey sand, with gravels and cobbles which maintain the rocks original structure; Slightly weathered rock.
Horizont IV (d) 0-100 m.		Intensively weathered rock with numerous boulders permeated by decomposed rock components.
Horizont V (e) >100 m.		Sound (fractured/fissured) original rock.

Fig. 1. Typical residual soil profile resultant from weathered gneiss or granite in Southern Brazil. [Vargas, 1977. *Introduction to Soil Mechanics*], translated and adapted by the author.

The weathering processes in Brazil attain sometimes significant and large extension (depth) values reaching about one hundred meters deep in some extreme cases (see Fig. 1).

The sound underlying rock's horizons, due to local conditions, transform in a weathered rock maintaining original structural features, or in amorphous saprolitic/lateritic shallow rock or soil shell strata of a moderate depth and small thickness.

The ultimate stage of a completely weathered rocky material is a residual fine grained sand or clayey mature soil that forms a shallow regolithical cover of moderate about one meter thick depth.



## Rock mass weathering and decomposition or disintegration processes

### *Distinct lithological rock classes*

The representative rocky materials media is formed by macro volumes of a specific rock matrix that include the pertinent families of discontinuities and constitutes the overall rock mass media.

Normally differentiated lithological strata are encountered and are represented by different sets of rock types and classes.

They are:

- a) igneous or magmatic;
- b) metamorphic; and
- c) sedimentary rocks.

Either, mineralogical and chemical, or stratigraphic and textural, or physical and mechanical properties and characteristics of mentioned rock type, constitute quite heterogeneous media presenting between them some important and substantial differences.

A short overview of the different genetically constituted rock types is presented as follows.

### *Rock types upon their genetic origin*

There are three types of rocks grouped upon their geological genetic, chemical and physical-mechanical characteristics and properties:

a) Igneous-magmatic rocks; spread as large extended extrusive layers (batholiths) or as vertical and/or sub vertical diaphragms (dikes) or intrusive chimneys. The melted rock mass is submitted to rapid or slow cooling processes and result in more or less fractured and discontinuous mass;

b) Metamorphic rocks with different mineral origins; are subjected to tectonic movements and/or crustal volcanic thermal action of variable intensity, duration and frequency. Large tectonic deformations and an intense geothermal action contribute to a formidable number of metamorphisms which attain the original igneous-magmatic masses and create a very large number of different and specific metamorphic rock classes.

c) Sedimentary rocks; are depositional products of sediments in a fluid (liquid or gaseous) environment. These rocks are an assembling of different size fragments, with a distinct cohesion or cementation level between them, resulting in variable strength products. They are deposited as successive horizontal/sub horizontal layers, in sub aquatic or sub atmospheric environment.

The three mentioned rock types are all submitted to weathering and to the superimposed mass transport processes by gravity, hydraulics or both, and result in different kinds of residual soils.

The first attempt of a genetic classification and description of residual soils in Brazil was done by M. Vargas (1951), with the valuable professors K. Terzaghi's consultancy and assistance, during the high head (~800m) Cubatão Hydroelectric Plant design and construction at Sao Paulo-Brazil, in the late 50th years of the past century.

A tentative specific approach to residual soils from gneisses was established at this time in regard to a regolithical material quite different from materials of glacial origin originated in colder and temperate zones of the earth (moraines).

Some time later Brazilian residual soils were classified, upon their silica content, as cited by Teixeira Guerra (1966) represented by:

- a) acid, light colored or leucocratic matrix, with high silica content ( $Si > 65\%$ );
- b) neutral, with a medium silica content ( $65\% < Si < 52\%$ );
- c) basic, with a moderate silica content ( $52\% < Si < 45\%$ ); and
- d) ultra basic, dark colored or melanocratic matrix, with low silica content ( $Si < 45\%$ ) and predominant iron (Fe) and magnesium (Mg) components.



It is easy to see that the acid rocks, of high silica content, result in more resistant weathered products and generate easily large sized sediments such as boulder, cobbles, gravels or a granular and sand rich cohesion less soils.

On the other side, the basic and ultra basic rocks, with low silica content, submitted to weathering processes, result in less strong but cohesive and fine grained, clay and silt rich, residual soils.

The two extreme situated igneous rock classes that represent either acid or ultra basic rocks are the family of granites, with high silica content (Si) and the peridotites or basalts and diabases with high iron (Fe) and magnesium (Mg) content.

The mentioned igneous rocks classes and their derivatives metamorphic and sedimentary lithological classes are largely encountered in the Brazilian territory, mainly located at the southeastern mountain ridges (Serra do Mar, Mantiqueira, Paranaipacaba, and others) of the country.

Coincidentally the above mentioned places contain also the highest elevation peaks of Brazil's mountains and encompass the largest observed rainfalls sites of the country.

The conclusion is that at such points the occurrence of large (deep) and as well of small (shallow) hill-side slopes ruptures are very common events. Slope ruptures transform frequently in severe mud and debris flow events upon large pluvial precipitations.

Rock's mass weathering, as was mentioned, is strongly related to decomposition and disintegration processes which are produced by distinct and different chemical attacks and physical/mechanical reactions.

The decomposition of original rock matrix encompasses chemical agent's action such as oxidation, oxides reduction, hydration, carbonation and some time vegetations or animal's chemical action.

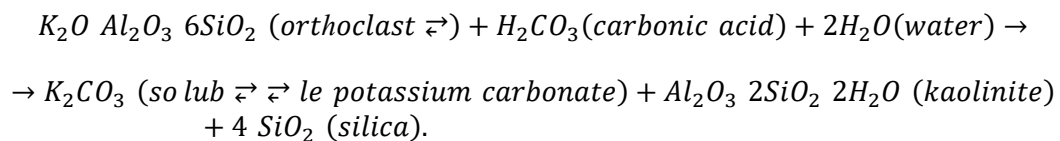
As result original rock matrix material passes through color and texture changes, mechanical strengths, hardness and soundness reduction, and other minor transformations.

Rock mass disintegration processes are mostly structural changes that result due to temperature and water actions that develop principally along rock mass discontinuities.

Resulting infiltration and percolation through discontinuities, with saturation and super saturation state of whole rock mass with some physical vegetal and animals caused effects, contribute all to the disintegration processes in variable degrees.

A typical example of weathering process is done by *Worcester* [1949] mentioned by *Vargas* (1951). It is an attack of mixture of water and carbonic acid on any rock mass/matrix composed by iron, calcite, magnesium, sodium or potassium.

An orthoclastic granite rock is mentioned by the author as example:



Disintegration processes are rock mass size reduction by the increase of rock mass discontinuity and permeability by percolation, what results in friability of rock matrix and includes particles shape, modification beside other structural changes [*Dearman, 1974*].

Resulting products are an extended and large range of solid particles, with dimensions varying from rock fragments (blocks, cobbles, gravel and debris) to fine and very small sized particles of cohesion less sediments (sand, silt, clay and colloids).

Granulometric studies on residual soils samples or precisely of their fine grained fractions, identify two sorts of grain size curves: a)- apparent, and b)- real, both referring to the same soil sample.

The cluster and honeycomb structures of fine grained residual soils hide the real and/or actual granular composition or meritics spectrum.

Strong mechanical action, as such that occurs during mud and debris flow discharges, destroy the original soil structure. The result is a remolding process of whole soil mass.



Laboratory test recurs to the use of deflocculating substances which individualize the solid grains reducing cohesive bond tensions between them.

The mixture of the solid and liquid phase produces dispersed biphasic systems or the stony, muddy and viscous flows (upon Takahashi 1991) of variable dispersed content (different volumetric/weight concentrations) and of large and variable sediments grain size range.

Distinct grain size fractions are easily associated with different mud and debris flow types as was observed by *Znamensky and Gramani* [2000] and proposed by *Takahashi* [1991].

The coarse and medium grains size domains (M) and (m), or in other words, blocks, cobbles, or gravel and sand fractions of residual soil are classified by American Geophysics Union (AGU) [*Gottschalk, 1964*] and are responsible for its frictional characteristics.

Resulting solid-water mixture discharges in these cases are inertial stony debris flows or macro viscous mudflows containing (acid) rocks coarse sediments.

On other side clay mineral constituents of residual soils are originated from basic rocks and result as small sized sandy granular domain ( $\mu$ ), or as cohesive fines fraction sediments (silt, clay, colloids).

They confer to the solid-water mixtures plastic and viscous characteristics with a turbulent behavior at presence of excessive water content (supersaturated state).

The graphical representation of the grain size domains is presented on the Fig. 2 of this text.

#### *Mass transportation process of "in situ" residual soils deposits.*

Both overlapped decomposition and disintegration processes of the rock mass and of the rock matrix produce "in situ" residual soils.

Regolitical soils are classified upon their specific topographic locations on hill side slopes and receive specific geomorphologic designations.

The "in situ" generated residual soils are transported either by gravity force or by hydraulic forces as erosion processes, both observed on the hillside slopes.

This way the residual soils are classified as: 1)-stables or no transported (static state), and as 2)-mobilized and transported (moving dynamic state):

(1) Eluvial or top placed strata, without any significant or only a slight mass transport, mostly as salt solutes that form residual soil lateritic horizons.

(2) Coluvial or slope deposits, commonly designated as talus, result mostly from gravitational mass movements along the hillside slopes but also include water transported sediment masses as an erosion product.

(3) Alluvial or fluvial deposits of transported sediments occurring on terraces of water course plains, as large mass transportation process due to high exceeding surface flow or runoff.

A brief summary of stables (non-transported) and of mobilized (transported) soils is presented here:

a) "In situ" generated elluvial regolitical products or mature residual soils represent mudflows solid phase sources;

b) Eluvial regolitical products are transported on slopes by gravity and/or hydraulic force actions as initiation process of geotechnical or hydraulic phenomenon's but are rapidly extinguished on the slopes;

c) Larger transportation modes occur where morphologic aspects of natural terrain, local hydrological regime of the water basins and soils geotechnical properties define the coluvial process classes as slides or/and flows resulting in mud or debris flows.

d) Deposited products concentrate on distinct locations at the lower part of hill side slopes or even at their bottoms already in the channels.

An elucidative example of hypothetical residual soil profile is reproduced in previous presented in the text Fig. 1. The pictured details correspond to a hypothetic soil profile with a maximal 100 meters depth (Vargas 1978) derived from highly weathered, decomposed and disintegrated, metamorphic rock (gneiss) a very common lithological feature in southern Brazil (Serra do Mar).



### Physical and mechanical characteristics of granular and cohesive residual soils

Tropical residual soils characteristics and classification and their description is performed using the ordinary formulas from classical Soil Mechanics. Some basic concepts of the saturated Soil Mechanics, proposed in the past by several researchers are extended to the tropical residual soils and are applied to engineering problems solution, some times with only slight modifications.

The two large domains of the tropical residual soils are:

- a) Granular or no cohesive soils, represented by blocks, cobbles, gravel and/or sand particles fractions, and
- b) Plastic cohesive soils represented by fine sand, silt and clay fine grain particles fractions.

#### *Granular no cohesive (frictional) residual soils*

Granular and no cohesive residual soils are represented by sand and/or gravel particles fractions. Considering in the first place granular non-cohesive soil represented by gravel and/or sand fractions, their solid skeleton's relative density  $D_R$ , is figured alternatively in terms of void ratio ( $e$ ), porosity coefficient ( $n$ ) or dry unit weight ( $\gamma_D$ ).

The relative density  $D_R$  parameter is figured in the two first cited cases as dimensionless quantity and is written as void ratio or porosity quotients functions as follows [Maslov, 1987; Lambe, 1979; Vargas, 1978; Sowers 1963]:

$$D_{R(\text{Void Ratio})} = \frac{e_{\max} - e}{e_{\max} - e_{\min}} \quad , \quad (1)$$

$$D_{R(\text{Porosity - Coefficient})} = \frac{(n_{\max} - n)}{(n_{\max} - n_{\min})} \cdot \frac{(1 - n_{\min})}{(1 - n)} \quad (2)$$

Another way to represent relative density of granular non-cohesive fraction of soils establish the relative density parameter  $D_R$ , as function of specific dry weight of solid skeleton ( $\text{kg} \cdot \text{m}^4/\text{seg}^2$ ), or as analogous functions of ( $\rho$ ) dry unit mass or solid grains absolute density ( $\text{kg}/\text{m}^3$ ) and/or ( $\delta$ ) grains relative density or specific gravity (dimensionless parameter).

$$D_{R(\text{Specific Weight})} = \frac{\gamma_{D\max}}{\gamma_{D\text{nat}}} \left\{ \frac{(\gamma_{D\text{nat}} - \gamma_{D\min})}{(\gamma_{D\max} - \gamma_{D\min})} \right\} \quad (3)$$

Both parameters (1) and (2) components are expressed either in terms of the void ratio ( $e$ ) or porosity coefficient ( $n$ ) and are detailed in sequence:  $e = V_v/V_s$ , is natural soils void ratio, where,  $V_v$  represents soil skeleton's voids and  $V_s$  solid grain's volumes ( $\text{m}^3$ );  $e_{\max}$  and  $e_{\min}$  are respectively maximum and minimum void ratio or voids and solids volumes quotients all figuring as dimensionless parameters;  $n = V_v/V_T$ , is natural soils porosity coefficient, with  $V_T = V_s + V_v$ , or sum of previously defined components volumes ( $\text{m}^3$ );  $n_{\max}$  and  $n_{\min}$  are respectively maximum and minimum porosity coefficients both dimensionless parameters.

In Equation (3) figured symbols mean:  $\gamma_{D\text{nat}} = g\rho_{D\text{nat}}/V_s$ , is dry soils (grains skeleton) specific weight ( $\text{kg} \cdot \text{m}^4/\text{seg}^2$ ), or alternatively  $\rho_{D\text{nat}} = \gamma_{D\text{nat}} V_s/g$ , is unitary mass or absolute density



of dry solid grains mass ( $\text{kg/m}^3$ ) with gravity acceleration  $g$  ( $\text{m/seg}^2$ ), or  $\delta_{\text{Dnat}} = \rho_{\text{Dnat}} / \rho_{\text{W}}$ , that is solid grains dimensionless relative density or specific gravity with water's absolute density as  $\rho_{\text{W}} = 1$  ( $\text{kg/m}^3$ ).

The relation between the relative density parameter  $D_{\text{R}}$  and specific weight  $\gamma_{\text{Di}}$ , and alternatively unitary mass parameter  $g\rho_{\text{Di}}$  or  $\delta_{\text{i}}$ , is also written upon [Maslov, 1982] as:

$$\gamma_{\text{Dnat}} = \frac{\gamma_{\text{Dmax}} - \gamma_{\text{Dmin}}}{\gamma_{\text{Dmax}} - (\gamma_{\text{Dmax}} - \gamma_{\text{Dmin}}) D_{\text{R}}} \quad (4)$$

The extreme values for specific granular material, together with the actual relative density value, assess the necessary specific weight and unit mass or specific gravity of a particular granular soil mass.

It is observed that  $\gamma_{\text{Dmax}} = g\rho_{\text{max}}$  and  $\gamma_{\text{Dmin}} = g\rho_{\text{min}}$  values refer to physically possible maximal and minimal extreme values of dry grains skeleton arrays that are established by different particles package features.

It is worthy to observe the great difficulties of field and/or laboratory evaluation of the mentioned parameter values.

The great difficulty of a current use of (Eq. 1), (Eq. 2) and (Eq. 3), as applicable design data, is to specify and also to obtain, by a laboratory (or field) testing, reliable extreme values of all next mentioned parameters such as: a) void ratio ( $e_{\text{max}}$ ,  $e_{\text{min}}$ ), b) porosity coefficient ( $n_{\text{max}}$ ,  $n_{\text{min}}$ ), c) specific weight ( $\gamma_{\text{Dmax}}$ ,  $\gamma_{\text{Dmin}}$ ) or d) unit mass ( $\rho_{\text{Dmax}}$ ,  $\rho_{\text{Dmin}}$ ).

Table 1. Designation, Relative Density range ( $D_{\text{R}}$ ) and correspondent penetration resistance (SPT) of residual granular incohesive soils [Terzaghi, Peck, 1948] and [Maslov, 1982].

Designation	Relative density ratio $D_{\text{R}}$ (%)	Number of blows N (SPT)
Extremely loose	0-20	0-4
Loose	20-40	4-10
Medium	40-60	10-30
Dense	60-80	30-50
Very Dense	80-100	>50

The geotechnical practice in Brazil uses a standardized qualitative designation set associated with field exploratory data (SPT) to assess quantitative values of relative density ratio  $D_{\text{R}}$  (see Table 1).

#### *Tropical cohesive residual soils*

Conventional and arbitrary water content as determined by some easily performable tests in field or by classical procedures adopted in laboratory establish various characteristic of mechanical behavior of the tropical residual soils.

They are known as:

- (1)- Shrinkage limit (LC);
- (2)- Plastic limit (LP);
- (3)- Viscous limit (LV), and
- (4)- Liquid limit (LL).

The well known Atterberg's limits are: shrinkage limit (LC), plastic limit (LP) and liquid limit (LL). The relatively unknown parameter viscous limit (LV) mentioned here is situated between  $(LP) < (LV) < (LL)$  and corresponds to semi-solid or plastic and to semi-fluid or liquid behavior and state of the soils and water mixture.



Determination of (LV) and its relation to degree of saturation (Gs) is important as it corresponds to soils water content when the saturated regolithical mass begins to creep in irreversible and unlimited way.

Or in other words, if soils water content increases mixture of soil and water yielding becomes more and more plastic and ultimately transforms in a Newtonian fluid discharge.

Table 2. Soil water content and the respective limits and indexes of soil/water biphasic mixtures [Holtz, Kovacs, 1981], in Venezuelan Disaster; [Umeya, 1983], Advances in Mechanics and Flow of Granular Materials.

Soil states	Soil dispersed in gas (fluid)	Solid-plastic state	Solid Plastic viscous state	Fluid Liquid viscous state	Soil dispersed in liquid (fluid)
Water content	Super Dry	Humid	Unsaturated	Saturated	Super Saturated
Limit	<LC	LL-LP	LP<LV	LV<LL	>LL
Consistency	IC>>1	IC≥1	IC	IC≤1	IC<<<1
Fluidity or Liquidity	IF<<<0	IF≤0	IF	IF≥1	IF>>>1

The Komamura and Huang [1974] proposed viscous limit (LV) did not get a large use as an expedite measure of practical value and get not an acceptance between the geotechnicians. Some ambiguous use of IL and IF is still occurring due to indefinite meaning of solid unsaturated (LP) or fluid saturated (LL) state of the soils mass.

#### Consistence index IC of tropical residual cohesion less and cohesive soils

Residual soils are classified upon their consistence figured as consistence index below.

$$I_C = \frac{LL - h_{nat}}{LL - LP} = \frac{LL - h_{nat}}{IP} \quad (5)$$

Where:  $h_{nat}$  is the soils natural humidity, figuring as a dimensionless ratio between the interstitial water and the dry soil weights ( $h=P_a/P_s$ ), and ( $IP=LL-LP$ ), as plasticity index parameter largely employed by Casagrande [1948] in his Unified Soil Classification System.

Table 3. Soil state description, consistence index and unconfined compression strength ranges of tropical residual soils

Soil state description	IC Consistence index (dimensionless)	( $R_{Uas}$ ) Axial unconfined strength (kPa)
Fluid (Liquid)	IC=0	$R_{Uas}=0$
Soft plastic	$0 < IC < 0,50$	$R_{Uas} < 0,5$
Medium plastic	$0,50 < IC < 0,75$	$0,5 < R_{Uas} < 1,5$
Stiff plastic	$0,75 < IC < 1,00$	$1,5 < R_{Uas} < 4,0$
Solid (Hard)	IC≥0	$R_{Uas} \geq 4,0$

Vargas [1977]. Introduction to Soil Mechanics.

The consistence index IC classify in qualitative way the bond and toughness of tropical residual soils relating axial unconfined compression strength of cohesive clayey soils and the confined relative density of cohesion less granular sandy soils by Atterberg limits and Casagrande's IP index.





### *Fluidity index IF of cohesive soils (silts, clays and colloids)*

If the water content of a soil mass results in a fluid (liquid) state of regolithical body its liquidity or fluidity index is obtained as follows:

$$IF = \frac{h_{tot} - LP}{LL - LP} = \frac{h_{tot} - LP}{IP} \quad (6)$$

Where:  $h_{tot} = h_{nat} + h_{plu} = h_{nat} + \Delta h$ , or the natural soil water content plus the introduced rain water during the saturation processes.

A comparison between consistency and fluidity index of residual soils is figured in the next Table 4.

### *Saturation (S) and Aeration (A) degree indexes of granular and cohesive tropical residual soils*

The partial air/water replenishment of the voids origins residual soils at aerated or dry, unsaturated or partially saturated, completely saturated and at super saturated (submerged) state with exceeding water content as pounding (static) or flowing (dynamic) surface water.

Soils void volume is can be occupied only by air (a practically weightless fluid-gas mixture)  $V_G$  (m<sup>3</sup>), or by water (a fluid-liquid mixture of known density)  $V_w$  (m<sup>3</sup>), or as a complementary and simultaneous replenishment of soil voids by air and water.

$$S = V_w / V_v \quad (7)$$

$$A = V_a / V_v \quad (8)$$

The figured parameters of saturation (S) and aeration (A) define and describe quantitatively the soil voids occupation by anyone of the fluids.

Between the parameters S and A exist the relation  $S+A=1$ , as can be easily verified.

### *Toughness and Liquidity indexes of cohesive soils (clays and silts).*

The relation between the parameters IC and IF is proposed by many researchers [Maslov 1982; Holtz and Kovacs 1981], and is figured as an ultimate saturation or super saturation state as a sum of  $IF+IC=1$ , when  $IC \leq 0$  (liquefied and supersaturated mixture).

$$IF + IC = \left[ \frac{h_{tot} - LP}{IP} + \frac{LL - h_{nat}}{IP} \right] = \frac{LL - LP + \Delta h_{plu}}{IP} - \frac{h_{nat} - LL}{IP} = 1 + \frac{\Delta h_{plu}}{IP} \quad (9)$$

$I_F = 1 - I_C$  The ratio between IC and IF, is the toughness index IT of a mixture of cohesive residual soil and water and Figures as:



$$IT = \frac{IC}{IF} = \frac{(LL - h_{nat}) / (IP)}{(h_{tot} - LL) / (IP)} = \frac{LL - h_{nat}}{h_{tot} - LL} \quad (10)$$

Similarly, an inverse ratio as figured in (Eq. 10) is the liquidity index  $II = IF/IC$  of the same mixture of cohesive residual soil and water [Lambe, 1979].

Table 4. Comparison between consistency and fluidity indexes of tropical residual soils [Vargas, 1977]. Introduction to Soil Mechanics

Consistency index (IC)	Fluidity index (IF) or Liquidity index (IL)
IC=0 (Liquefied saturated soil)	IF<1,00 (Supersaturated mixture)
0<IC<0,50	1,00>IF>0,50
0,50<IC<0,75	0,50>IF>0,25
0,75<IC<1,00	0,25>IF>0,00
IC>1,0 (Solid stiff soil)	IF<0,00 (Stiff and rigid solid mixture)

### Grain size curves of microgranular cohesive and macrogranular non-cohesive frictional residual soils

Tropical residual soils very often present a liaison between their individual grains due to variable strengths cementation.

The resultant flocculated or honeycombed structure is formed by a random grains association that masks the soils real granular specter.

Lateritic soils with a strong ferruginous cementation are a typical example of that phenomenon.

But there is also residual soil that are only weakly cemented and are ready to suffer desegregation and so changes of grain distribution spectra even under small loads.

The dissolution of chemical components of the cements by water saturation of mineral particles is another cause.

The general result in accumulated grain size curves graphical representation is a shift toward the side of fine diameters as pictured (see Fig. 2.).

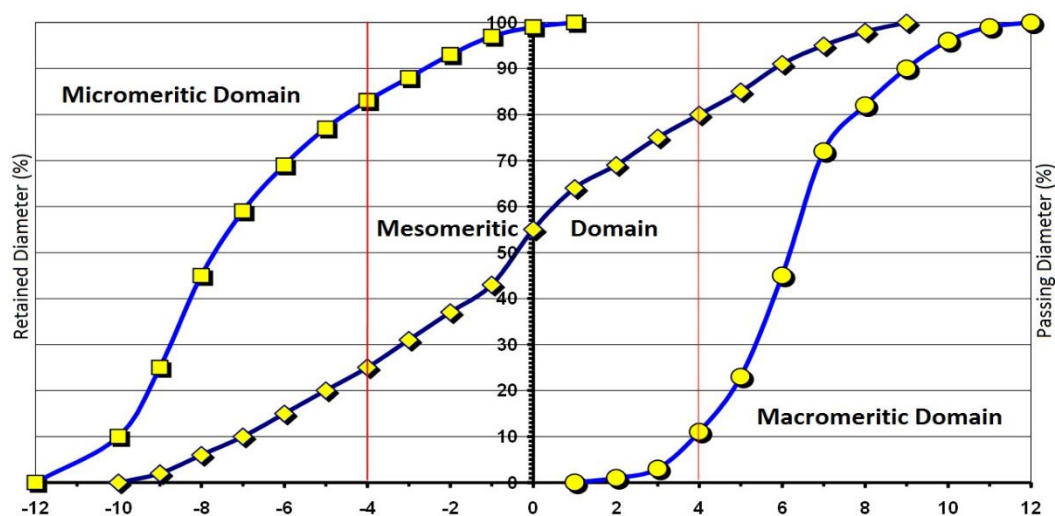


Fig. 2. Deflocculated or remolded soil structure move and increase the grain size curves toward fine grains content



If debris flow is submitted to size reduction processes there is a trend of the coarse grain assemblies to become transformed in a finer grain size fraction. Impact shocks and shearing frictional mechanical effects are responsible for such kind of transformation.

In concern to a smaller size grains assembly's the cements dissolution and/or chemical desegregation action is present at sandy mud and clayey viscous type's mudflows.

In a general way it is assumed that the grain size transformation occurs as  $M \rightarrow m \rightarrow \mu$  what is exemplified in following pictures (Figures 3 and 4).

The debris and mudflow grain size curves present a coarse grain size (apparent specter) at the beginning of the flow process and (real specter) at final stage of the movement.

Grain size reduction occurs chemically by deflocculating admixtures use but also by water interaction with solids. Small sized particles ( $\mu$ ) intermingle easily with the water and produce a more or less viscous fluid matrix that is responsible for the flow movement of the mud.

A resume of regolith's movement is presented on next Table 5, connecting and overlapping geotechnical and hydraulic processes created by heavy rain falls.

Resultant saturation and/or super saturation result in rapid surface runoff flow (erosion) or in slow and time lagged subsurface seepage flow (rupture and flow).

The predominance of the first or second mode determines geological or hydraulic oriented regolith's mass movements and different mitigation measures proposed by Vargas (1999).



Fig. 3. Stony type debris flow with fragmented blocks of sienite (acid) rock increasing medium and small size grains content (M.F. Gramani)

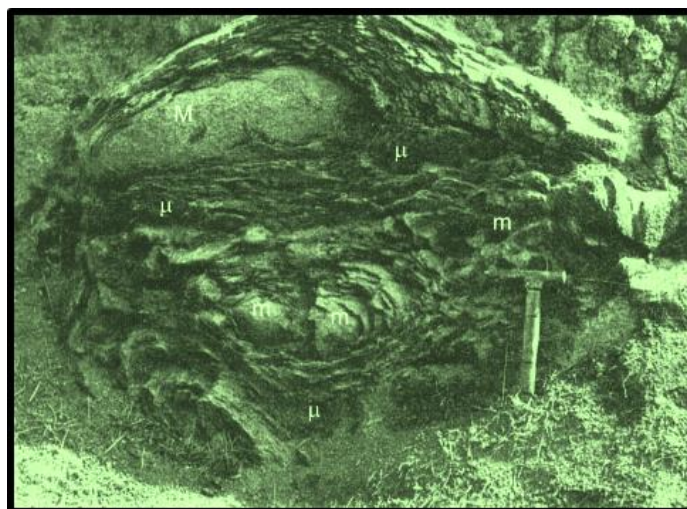


Fig. 4. Weathered basalt block (basic) rock with saprolitic "onion shale" features of fine grained residual soil ( $\mu$ ) and larger particles (M, m) (A. Teixeira Guerra).



Fig. 5. Typical weathered gneiss/granite eluvial and residual talus soil mud flow and fresh rock debris flow on hillside slope at Rio de Janeiro coast (W. A. Lacerda).

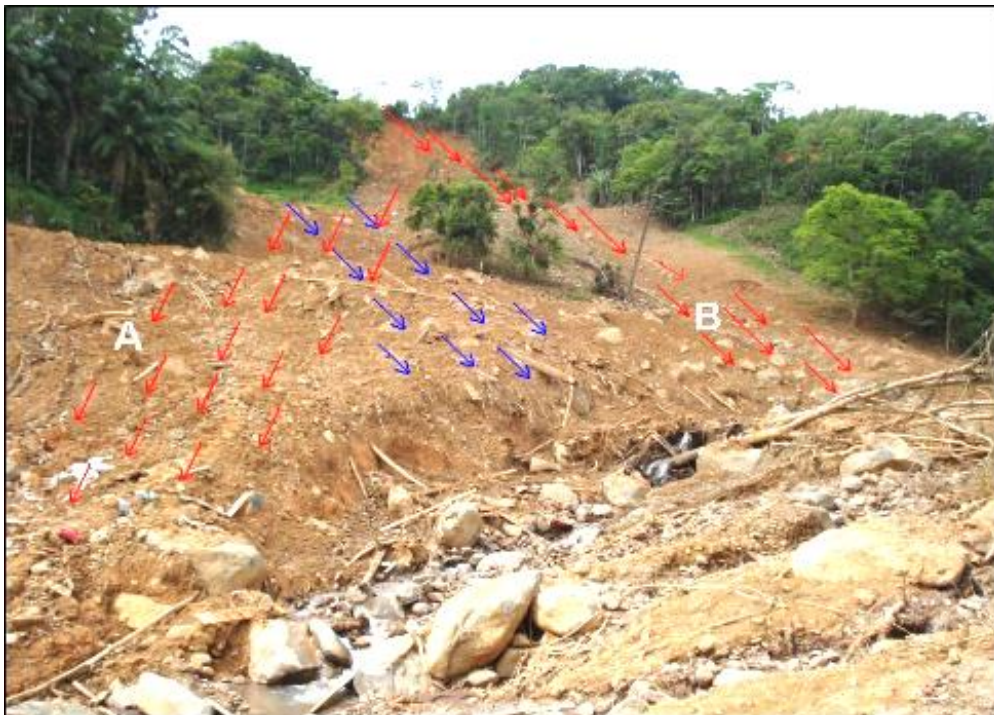


Fig. 6. Mudflow on hillside slope and debris flow at river channel due to heavy rains in Santa Catarina state.



Table 5. Regolith's movements in the tropical mountainous regions of the Southeastern Brazil (Serra do Mar), caused by typical observed rainfall thresholds (\*)

Movement	Class	Occurrence	Causes	Prevention
Slow plastic and viscous soil movements	Creep of surface layers	Slow creep movements mobilizing partially the regolith's shear resistance	Constant movement accelerated during the rainy seasons	Surfaces drainage and impermeability
	Hillside slopes deposits slides	Continuous movement mobilizing former slides slope deposits	Slopes toe cuts performed during the rainy seasons	As in the previous case plus drainage by deep horizontal holes or galleries
Slides along rupture surfaces	Planar slides	Shallow slides on soil-rock contacts slopes	Sudden ruptures during or after rains with a rate superior to 100 mm/day (*)	Idem as in both previous cases plus hill sides slope reductions with toe berms construction. Gravity or anchorage retention structures
	Rotational slides	Residual or saprolitic soils slides with eventual cobbles or rock blocks inclusions	Ruptures occurring at rainfall end periods	
Rock mass structural slides	Rock wedge slides	Slides along slopes planar discontinuities	Sudden ruptures during or after rains with a rate superior to 100 mm/day (*)	Anchoring of rock blocks.  Anchored structures
	Highly fractured rock mass slides	Slides of discontinued rock mass blocks with eventual intermixed mud component		
	Rock falls	Unstable rock mass blocks stability loss	Ruptures occurring not necessarily at rainfall end periods	
Earth and Rocks Avalanches	Mudflows	Erosions and liquefaction of regolith's upper mantles	During heavy rainfalls with a rate superior to 50 mm/hr (*) at rainy periods of the rainy years	Not existent
	Debris-flows	Hydraulic induced ruptures of heavily fractured and weathered rock masses.		

Vargas [1999]. Historic and conceptual revision of the Serra do Mar slides.

### References

- Ayoade J.O. (1986). Introdução à climatologia para os trópicos. DIFEL, São Paulo, Brazil (in Portuguese).
- Casagrande A. (1948). Classification and Identification of Soils. Transactions of ASCE, 113: 901.
- Dearman W.R. (1974). Weathering classification in the characterization of rock for engineering purposes in British practice. Bulletin of the International Association of Engineering Geology (IAEG-AIGI), June 1974, 9: 33-42.
- Deere D.U., Patton F.D. (1971). Slope stability in residual soils. Proc. 4th Pan-Am Conf. of Soil Mechanics and Foundation Engineering, San Juan, Puerto Rico, 1: 87-170.
- Gottschalk L.C. (1964). Sedimentation, Sec. 17-1, Handbook of Applied Hydrology, Ven Te Chow, Ed., McGraw-Hill Book Company, New York.



- Holtz R.D., Kovacs W.D. (1981). *An Introduction to Geotechnical Engineering*. (mentioned in report on Venezuelan Disaster, in Spanish). Prentice Hall, New Jersey.
- Komamura F., Huang R.J. (1974). New Rheological Model for Soil Behavior, ASCE, *Journal of Geotechnical Eng. Div.* Vol.100, GT7, July 1974, 807-824.
- Lambe T.W., Whitman R.T. (1979). *Soil Mechanics, SI Version*. John Wiley & Sons, New York, 553.
- Maslov N.N. (1982). *Basic Engineering Geology and Soil Mechanics*. Ed. Mir, Moscow.
- Silva Dias P.L. (2001). Urban drainage in specific climates. *Technical documents in hydrology*, 40. Eds. Maksimovic and Tucci, 1, UNESCO, Paris, France, 100.
- Sowers G.F. (1963). Engineering Properties of Residual Soils derived from Igneous and Metamorphic Rocks. *Proc. 2<sup>nd</sup> Pan-Am. Conf. of Soil Mechanics and Foundation Engineering, Brazil*. 1: 30-39.
- Takahashi T. (1991). *Debris Flow*. IAHR Publication. Balkema, Rotterdam, Netherlands, 165.
- Teixeira Guerra A. (1966). *Dicionário Geológico-Geomorfológico*. IBGE, Conselho Nacional de Geografia, Publicação No 21, Rio de Janeiro, Brasil, 411 (in Portuguese).
- Terzaghi K., Peck R.B. (1948). *Soil Mechanics in Engineering Practice*. John Wiley & Sons, New York.
- Umeya K. (1983). Rheology of Powder Systems. *Advances in the Mechanics and the Flow of Granular Materials*. Eds. Shahinpoor. *Trans. Tech. Publications, Clausthal, Germany*, II: 719-744.
- Vargas M. (1951). Resistência e Compressibilidade de Argilas Residuais. Ed. Imprensa IPSIS, São Paulo, Brasil, 146 (in Portuguese).
- Vargas M. (1978). *Introdução a Mecânica dos Solos*. Ed. Mc Graw Hill do Brasil, S.P.
- Vargas M. (1999). Historic and conceptual revision of the Serra do Mar slides Soils and Rocks. 22(1) (in Portuguese).
- Worcester P.C. (1949). *A textbook of Geomorphology*. Ed. D. van Norstrand Co.
- Znamensky D.V. (2008). Debris flow control in Brazilian tropical rain forest mountains. *Proceedings of the International Conference Debris Flows: Disasters, Risk, Forecast, Protection*. Ed. S.S. Chernomorets, Sevkavgirovodkhoz Institute, Pyatigorsk, 351-354.
- Znamensky D.V., Gramani M.F. (2000). Debris flow grain size analysis. *Proc. 2<sup>nd</sup> Int. Conf. on Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment*. Balkema, Rotterdam, Netherlands, 537-545.



## Изучение многофазных катастрофических гляциальных событий картографическим методом

**К.А. Аристов, О.В. Тутубалина, С.С. Черноморец**

*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва,  
Россия, k.a.aristov@mail.ru, olgatut@mail.ru, devdorak@gmail.com*

В статье рассматриваются два сходных по происхождению и характеру движения гляциальных катастрофических явления: обрушение ледника 911 с юго-западного склона горы Уаскаран (горный массив Кордильера Бланка, перуанские Анды) произошло в ходе землетрясения 30 мая 1970 года, а катастрофическая подвижка ледника Колка (Центральный Кавказ) произошла 20 сентября 2002 года. Оба события, начавшиеся как смещение ледовых масс, перешли в стадию лавинообразного грязекаменного потока, а затем трансформировались в сель. Изучение пространственного распределения происходивших процессов позволяет получить более полную картину событий и, возможно, спрогнозировать подобные явления в будущем. В статье представлена методика картографирования многофазных катастрофических потоков на основе аэрокосмических снимков высокого разрешения. Приведены дешифровочные признаки различных фаз потоков, а также представлен разработанный вариант условных знаков для сравнительного картографирования подобных явлений.

*гляциальные опасные явления, дистанционное зондирование, сравнительное картографирование*

## Mapping of multiphase catastrophic glacial events

**K.A. Aristov, O.V. Tutubalina, S.S. Chernomorets**

*M.V. Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia, k.a.aristov@mail.ru,  
olgatut@mail.ru, devdorak@gmail.com*

Two glacial catastrophic events are discussed in this article. 911 glacier collapsed from the south-west slope of Huascarán mountain (Cordillera Blanca, Peruvian Andes) during the earthquake on 30 May 1970. Kolka glacier was detached from its bed on 20 September 2002. Both hazards, started as initial glacial mass movement, were transformed into mudstone avalanche and then to debris flow. Catastrophic processes spatial distribution study will provide more detailed information of the event and probably can help to predict similar phenomena in future. Methods of glacial multiphase events comparative mapping are presented in the article including high resolution remote sensing data interpretation and similar legends usage.

*glacial hazards, remote sensing, comparative mapping*

### Введение

На сегодняшний день среди опасных природных явлений, происходящих в горах, выделяется отдельный тип – многофазные катастрофические явления [Petrakov *et al.*, 2008]. Такие явления, происходящие при смещении материала с последующим движением обрушившейся массы по долине, представляют собой достаточно сложную



систему экзогенных и эндогенных процессов, происходящих за короткий промежуток времени, и характеризуются наличием нескольких стадий движения, например: смещение ледника, ледово-водо-каменный поток, сель и т.п. Процессы такого вида отличаются большой скоростью и объёмом переносимого материала, что представляет опасность для жизни и хозяйственной деятельности людей. Многофазные катастрофические явления случаются редко, и в каждом отдельном случае их причины могут быть разными. Исследование таких событий является одной из интересных задач гляцио-геоморфологических исследований. Комплексное исследование района опасных природных явлений, определение причин и взаимосвязей процессов, возможно, позволит своевременно прогнозировать такие явления, что будет способствовать устойчивому развитию горных территорий.

Важным для изучения каких-либо явлений является процесс их картографирования и анализа, в том числе при помощи материалов дистанционного зондирования Земли (далее ДЗЗ), таких как аэрофото- и космические снимки. Процесс картографирования на основе данных ДЗЗ разделяется на несколько этапов, важнейшими из которых являются дешифрирование, полевая проверка результатов дешифрирования и составление карт, на которых отражается специфика исследуемых явлений и полученные результаты [Берлянт, 2003].

### Географическое описание произошедших явлений

Ледово-каменный обвал со склонов г. Уаскаран в Перу произошёл 31 мая 1970 года в 15:23 по местному времени. Триггерным механизмом этого происшествия стало землетрясение, эпицентр которого находился в 130 км к востоку. Сила землетрясения составляла 7.7 баллов, а продолжительность составляла 45 секунд.

В своём движении поток 1970 разделился на несколько стадий. На первой стадии движение можно характеризовать как ледово-каменный обвал с восточного склона г. Уаскаран. В этот период массы льда и горных пород преодолели расстояние 2,4 км по склону с уклоном 30-40 градусов. Масса вовлеченного материала на этом этапе составила 25 млн м<sup>3</sup>. На втором этапе ледовый обвал трансформировался в ледово-каменный поток, во многом этому способствовал неровный рельеф местности. На этом участке поток характеризовался повышенной турбулентностью. Поток разделялся на несколько отдельных «рукавов» и захватывал большую площадь на высоте 3000-3600 м. Ниже 3000 м ледово-каменные массы образовали единый поток и устремились вниз по долине реки Ранраирка. На высоте 2800 м поток выплеснулся из долины и раздвоился. Одна часть устремилась вниз по долине к р. Санта, накрывая поселения Ранраирка и Матакото, а другая, под действием большой скорости, перевалила через моренную дамбу Cerro del Aigo высотой 230 м и устремилась на город Юнгай. Большая часть этой массы потеряла скорость и похоронила под собой город и 4500 его жителей. Фронт продвижения в этой части потока составлял около 500 м по ширине.

После поступления катастрофических выносов в р. Санта образовался сель, который уже через два часа достиг поселения Mirador в 100 км от г. Юнгай, а далее дошел до Тихого океана (около 160 км) [Plafker, Eriksen, 1978; Welsch, 1983].





Рис. 1. Уаскаранская катастрофа 1970 г. (фото Плафкера Дж., Геологическая служба США)

Ледово-грязекаменный поток прошёл по долине реки Геналдон в Северной Осетии 20 сентября 2002 года примерно в 8 часов вечера. Зона зарождения потока находилась в цирке ледника Колка. За короткий период (около 5,5 минут) массы льда, воды горных пород преодолели расстояние в 18,5 км и достигли теснины, образованной рекой Геналдон в Скалистом хребте (Кармадонские ворота). В этом месте и выше, в Кармадонской котловине, большая часть движущейся массы затормозилась и отложилась. Ниже по долине сформировался наносоводный паводок, который остановился лишь в 17 км ниже Скалистого хребта, в двух километрах выше с. Гизель. Всего в ходе катастрофы погибло 134 человека, прямой материальный ущерб от нее оценивается в 547 миллионов рублей. 108 человек до сих пор не обнаружены и считаются пропавшими без вести.

На начальном этапе зарождения катастрофы в цирке ледника Колка происходили обширные ледово-каменные обвалы, которые дополнительно перегружали ледник.

После начала движения ледник перемещался достаточно быстро, вовлекая в себя материал морен и осыпей. В то же самое время произошло разделение потока на две части. Долина р. Геналдон ниже языка ледника Майли до с. Тменикау считается зоной транзита ледово-каменного потока. В этой зоне катастрофическая масса продолжала набирать скорость, также продолжалось вовлечение материала в поток. В районе Кармадонских ворот произошёл удар ледово-каменного тела о Скалистый хребет, который погасил скорость движения потока. Эта зона характеризуется аккумуляцией обширного материала ледниковой катастрофы. В дальнейшем из-за таяния льда в этой зоне происходили процессы лимногенеза. Ниже Кармадонских ворот располагается транзитно-аккумулятивная зона грязекаменного селея. В этой зоне происходили как процессы эрозии и разрушения объектов инфраструктуры, так и процессы накопления селевого материала [Поповнин и др., 2003; Тутубалина и др., 2005].

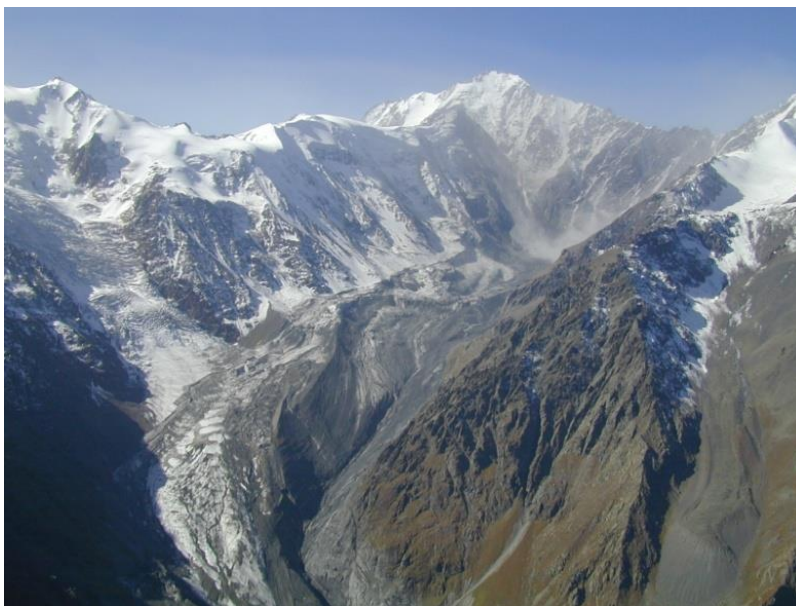


Рис. 2. Ложь ледника Колка 25 сентября 2002 г. (фото А.П. Полквого).

### **Методика исследования**

Основу проведённой работы составляет визуальное дешифрирование различных аэрокосмических материалов: спутниковых снимков, ортофотопланов, составленных по аэрофотоснимкам и т.д. Визуальное дешифрирование проводилось с учётом полевых данных полученных в ходе экспедиций в исследуемых районах [Петраков и др., 2018] - наземных фотографий, данных спутникового позиционирования, полевых описаний территорий. Большое количество времени занимала предварительная подготовка материалов. Требовалось провести пространственную привязку снимков, их ортокоррекцию и составление готовых изображений.

Главным результатом исследования являются карты многофазных катастрофических событий, поэтому отдельная роль в исследовании уделяется составлению сходных легенд с учётом индивидуальных особенностей каждого события.

### **Визуальное дешифрирование**

При составлении карт ледниковых катастроф проводилось визуальное дешифрирование объектов, связанных с катастрофами, с последующим созданием пространственно привязанных графических объектов. Использование материалов, различных по спектральному охвату и пространственному разрешению, затрудняло сопоставление объектов, характерных для двух районов исследований. Дешифрирование снимков проводилось на экране, с отрисовкой результатов в программном пакете Arc Map (ESRI).

### **Отображение дешифрируемых объектов в районе Геналдонской катастрофы 2002 г. на материалах космической съёмки – синтезированных снимках сверхвысокого разрешения с естественной цветопередачей**

Граница катастрофы дешифрируется по контрастной смене цветовых тонов (рис. 3). Кроме того, при дешифрировании используются косвенные признаки – поваленные деревья, падающие тени.

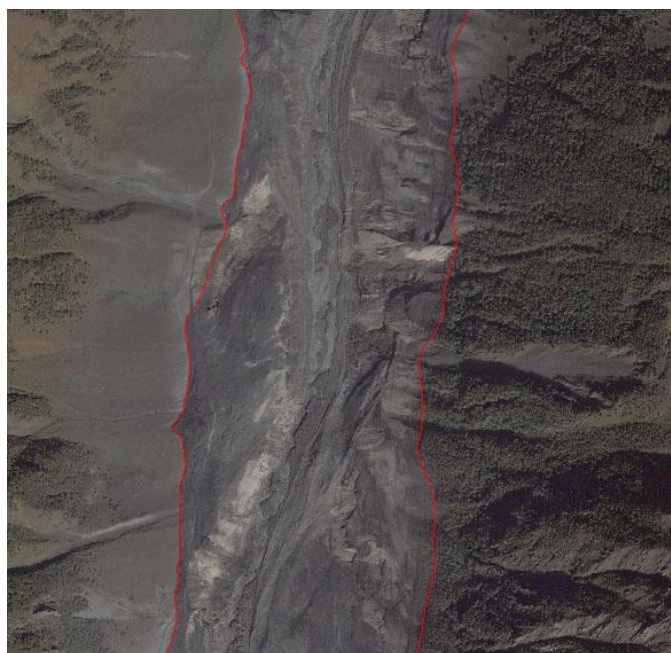


Рис. 3. Границы распространения ледниковых масс во время движения.

Линии движения катастрофических масс дешифрируются по полосчатой структуре в зоне катастрофы (рис. 4). Направление движения определяется по топографической карте. Изображались только четко видимые линии, направление задавалось вниз по склону.



Рис.4. Линии движения катастрофических масс.

Участки движения катастрофических масс вверх по склону (рис. 5) выделялись на снимке с использованием данных о границе зоны катастрофы и топографической карте. В англоязычной литературе это явление разделяется на два вида: *Superelevation* и *Run-up* в зависимости от угла движения потока относительно склона – наискосок или вверх по склону, но в нашем исследовании было решено эти явления объединить, поскольку четкой границы между ними нет.

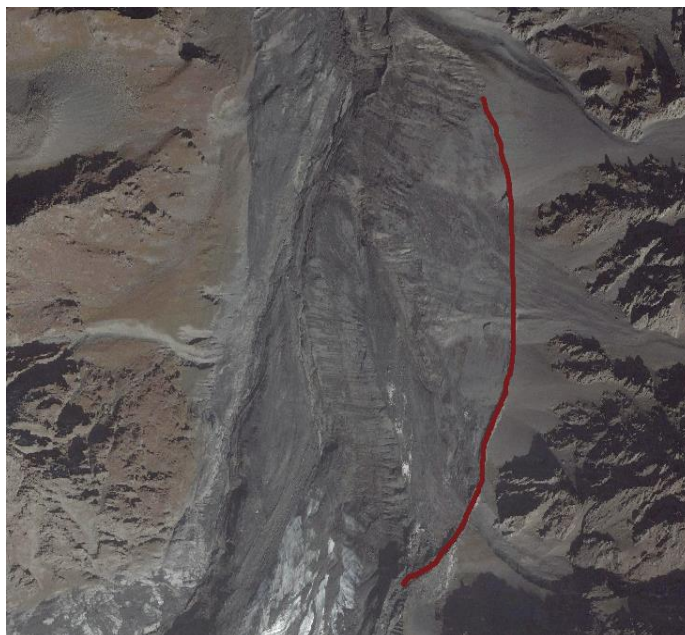


Рис. 5. Участки движения масс вверх по склону.

Следы предкатастрофической подготовки (ледово-каменных обвалов со склонов г. Джимарай-хох в июле-сентябре 2002 г.) выделяются по полосчатой структуре (рис.6), отличающейся от структуры конусов выноса направлением, а также по собственным теням, отражающим объём обвального материала.



Рис.6. Следы предкатастрофической подготовки.

Линии сколов и отрыва ледника от его боковых притоков (рис. 7) чётко дешифрируются по падающим теням, характеризующим высоту образовавшихся обрывов.



Рис. 7. Линии отрыва ледника от боковых притоков.

Зоны перемещения обломочного материала воздушным потоком катастрофы (рис. 8). Дешифрируются по тёмному тону изображения, выровненной структуре объекта, а также по его нечётким границам.



Рис. 8. Зона перемещения обломочного материала воздушной волной.

Объекты в районе Уаскаранской катастрофы 1970 г. дешифрировались по материалам спектрзональной цветной аэрофотосъёмки. В верхней зоне катастрофы границы дешифрируются в основном по наличию линий движения катастрофических масс, отличающихся направленной полосчатой структурой (рис 10). В средней части дешифрирование границ зон катастрофы затруднено, из-за недостаточного количества данных о принадлежности крупных каменных глыб именно к ледниковой катастрофе 1970 г. (рис 13). В нижней части зоны катастрофы граница дешифрируется чётко по светлому тону селевых отложений (рис 9).

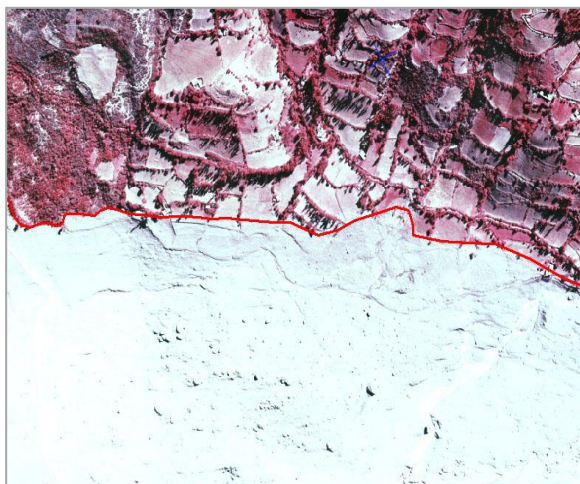


Рис. 9. Граница зоны катастрофы (в нижней части).

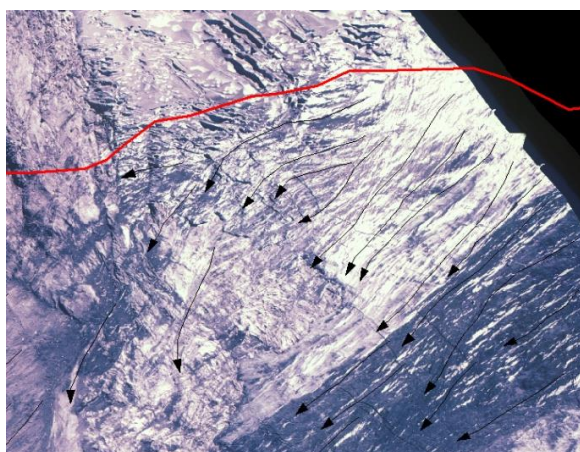


Рис.10. Граница зоны катастрофы и линии движения на начальном этапе катастрофы.

Линии движения дешифрируются по полосчатой структуре (смена светлых и тёмных полос), направление движения определялось по топографической карте. Изображение линий тока даёт представление не только о направлении движения катастрофического потока, но также позволяет судить о характере процессов проходивших процессов.

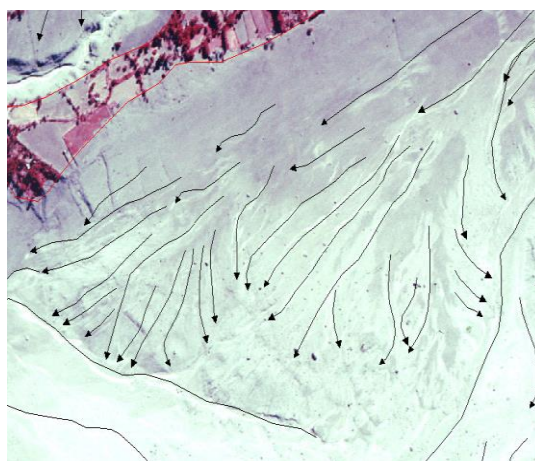




Рис. 11. Линии движения катастрофических масс в нижнем течении р. Ранраирка.

Участки движения катастрофических масс вверх по склону (рис. 12). Дешифрируются по собственной тени барьерных объектов, а также при помощи топографической карты. Такие объекты дают представление о скорости и направлении движения потока. Кроме того, в случае Уаскаранской ледниковой катастрофы такие места имеют большое значение, поскольку основной ущерб населению и хозяйству территории был нанесён именно катастрофической волной, «перескочившей» через боковую морену юго-западного склона г. Уаскаран.

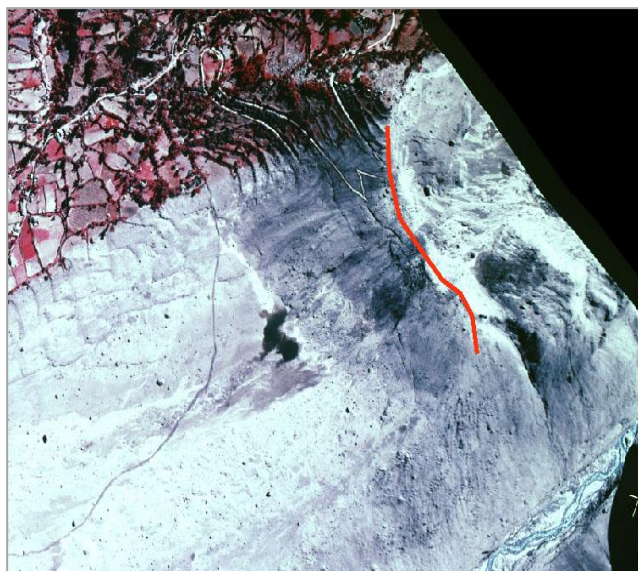


Рис.12. Участки движения катастрофических масс вверх по склону

Зоны перемещения обломочного материала воздушным потоком катастрофы. Дешифрируются по наличию крупных (более 5 м в поперечнике) каменных глыб, хаотически расположенных на возделываемой территории (рис. 13).

Зоны перемещения грязевого материала воздушной волной. Дешифрируется по цветовому тону и наличию просвечивающей структуры сельскохозяйственных земель (рис.13).

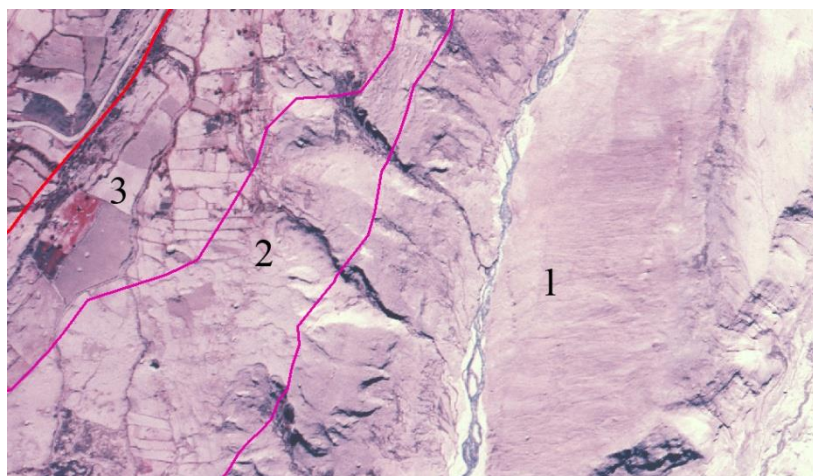


Рис. 13. Граница зоны катастрофы (красная линия), зоны перемещения обломочного (3) и грязевого материала воздушной волной (2), зона эрозии подстилающей поверхности (1).



### Составление карт

После проведения дешифрирования аэро- и космических материалов проводилось составление карт ледниковых катастроф. Составление такого вида карт представляет собой достаточно трудную задачу, которая, как и для других карт, может быть условно разбита на несколько этапов: обоснование выбора масштаба, выбор способов изображения, а также графических приёмов, разработка макета карты, составление картографического изображения, разработка легенды, выборка элементов зарамочного оформления, и дополнительного материала к картам, окончательное оформление составительского оригинала карты [Берлянт, 2003].

Процесс выбора способов изображения при составлении карт ледниковых катастроф был осложнён не только новизной некоторых применяемых на картах терминов, но также необходимостью унификации условных обозначений для карт двух различных регионов, с различными особенностями природного окружения и произошедших катастрофических событий. Для изображения специального содержания на картах ледниковых катастроф использовались следующие способы изображения (рис. 14):

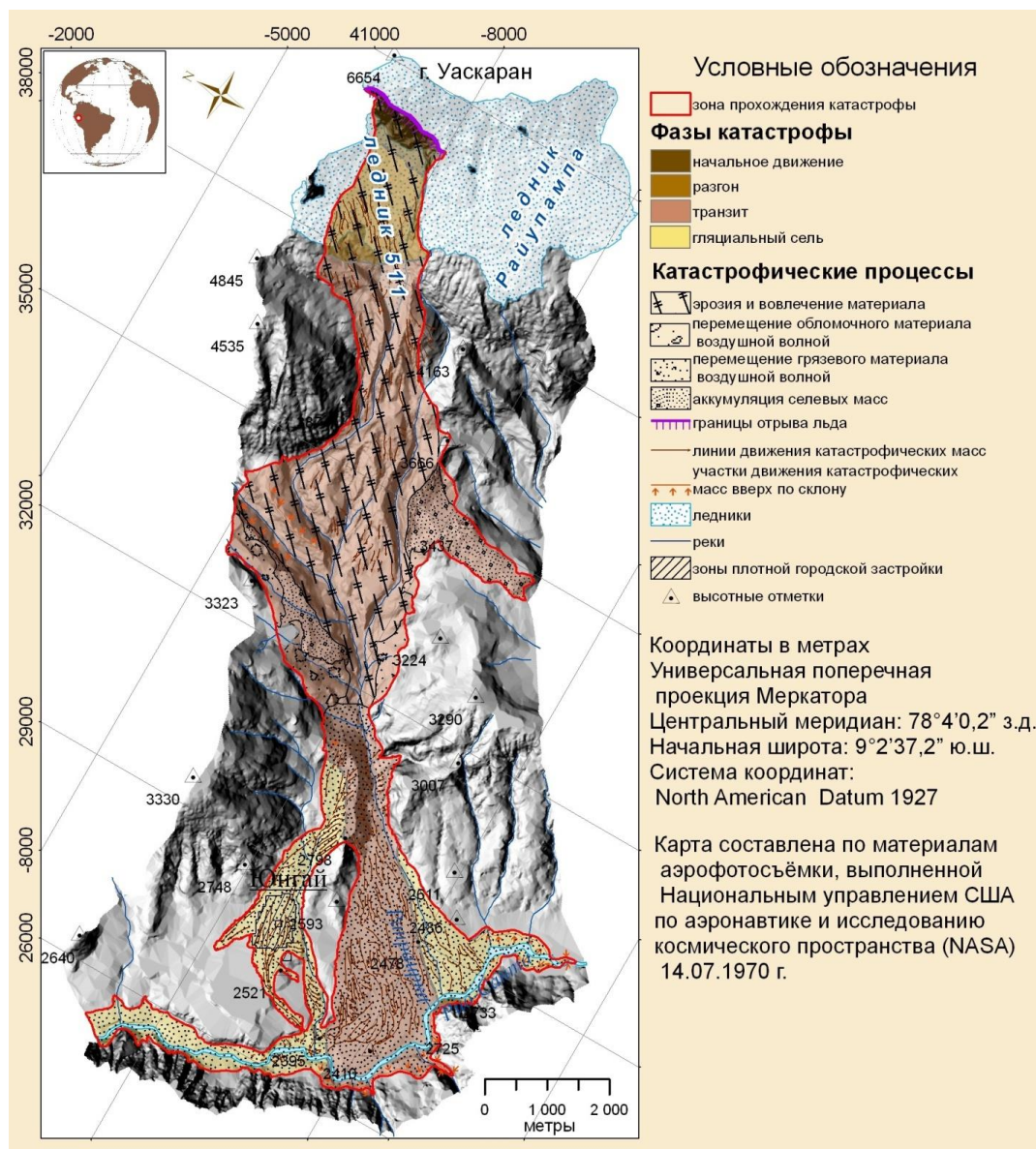


Рис. 14. Карта катастрофического потока юго-западного склона г.Ускаран 31.05.1970.





- линейные знаки, изображающие границы отрыва массивов льда от ледника, участки движения катастрофических масс вверх по склону.
- качественный фон, отражающий фазы развития катастрофы, а также зоны различных процессов в катастрофе.

Карты имеют также элементы общего топографического содержания:

- рельеф (отображается светотеневой отмывкой).
- ледники (изображаются все ледники районов исследования, совместно с светотеневой отмывкой, для придания объёмного изображения).
- водотоки (отражены только основные водотоки).

Разработка макета карты и составление картографического изображения проводилось с использованием программы ArcMap (ESRI), поскольку данная программа позволяет удобно формировать слои пространственно привязанных объектов, осуществлять подбор условных знаков и цветовых палитр, отображать легенду карты и дополнительные материалы, а также экспортировать картографические изображения.

Представленные на рис. 14, 15 карты ледниковых катастроф составлены по результатам визуального дешифрирования данных дистанционного зондирования. Эти карты относятся к классу аналитико-синтетических, поскольку содержат в себе не только четко дешифрируемые элементы содержания (границы катастрофы, линии движения катастрофических масс, места «заплесков» и т.д.), но и границы фаз катастрофы, которые были определены по косвенным признакам. Также на картах показаны процессы, происходившие во время движения катастрофических масс. В дополнительных врезках к картам приведены профили рельефа (продольные и поперечные) в зонах катастроф, предназначенные для изучения морфометрических характеристик пути движения катастрофических масс.

Для удобства сравнения изучаемых ледниковых катастроф, карты составлены в едином масштабе. Также для карт были составлены почти идентичные легенды, обладающие одинаковыми цветовыми палитрами, способами изображения и графическими приёмами. Из-за различий в строении зон катастроф и в условиях их возникновения, в легендах карт также присутствуют некоторые расхождения. Так, например, на карте Уаскаранской ледниковой катастрофы (рис. 14) отсутствует зона подготовки, т.к. триггерным механизмом катастрофы послужило землетрясение.

На картах приводятся следующие объекты тематического содержания, отражающие схожесть изучаемых опасных природных явлений:

Зона катастрофы

Фазы развития катастроф

а) начало движения

б) разгон

в) транзит

г) трансформация

д) гляциальный сель

Катастрофические процессы

а) эрозия подстилающей поверхности и вовлечение материала

б) перемещения обломочного материала воздушной волной

Линии отрыва льда

Линии движения катастрофических масс

Участки движения катастрофических масс вверх по склону

Также на картах показаны объекты, отражающие уникальность каждого изучаемого события, такие как зона подготовки Геналдонской катастрофы (обвальные процессы в июле-сентябре 2002 года), процесс перемещения грязевого материала воздушной волной, зафиксированный при изучении Уаскаранской ледниковой катастрофы, зона плотной городской застройки (г. Юнгай), разрушенная катастрофическим потоком со склона г. Уаскаран.

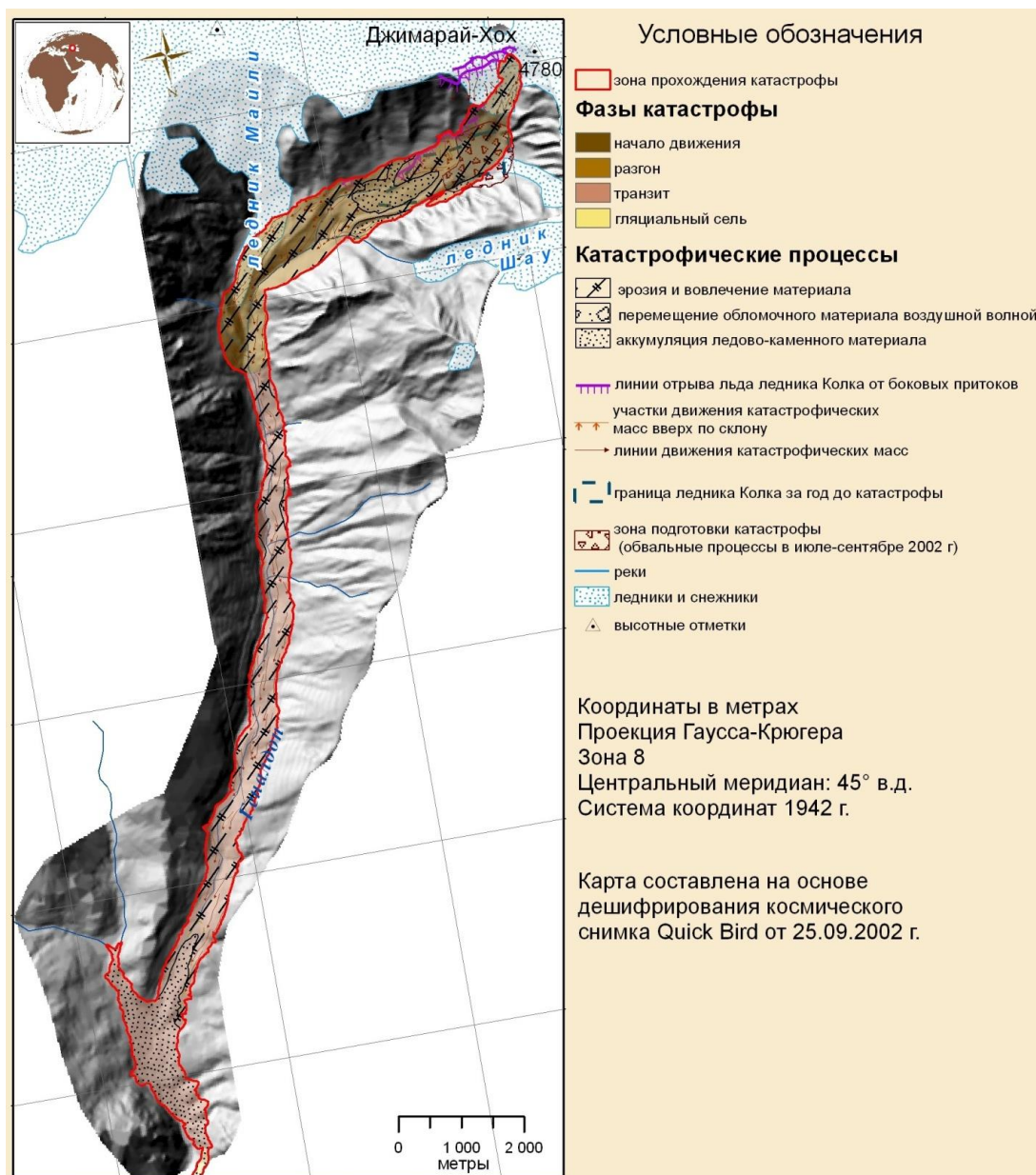


Рис. 15. Карта катастрофического потока в долине р. Геналдон.

### Анализ результатов картографирования

Подробный анализ аэрокосмических материалов высокого разрешения позволил выявить детали, возможно ранее не рассмотренные, но достаточно актуальные для исследования процессов, происходящих во время катастрофического движения ледово-грязе-каменных масс.

При дешифрировании аэрофотоснимков, выполненных на территорию долины реки Ранраирка (район Уаскаранской катастрофы), были выявлены участки движения катастрофических масс, ранее не фиксировавшиеся на картах или в других источниках. Для сравнения на рис. 16 синим цветом показаны границы зоны катастрофы, отражённые на картах, ранее составленных другими исследователями: [Welsch, 1973] (составлена по материалам фототеодолитной съёмки, выполненной в июле 1970 г.); [Plafker, Eriksen, 1970].

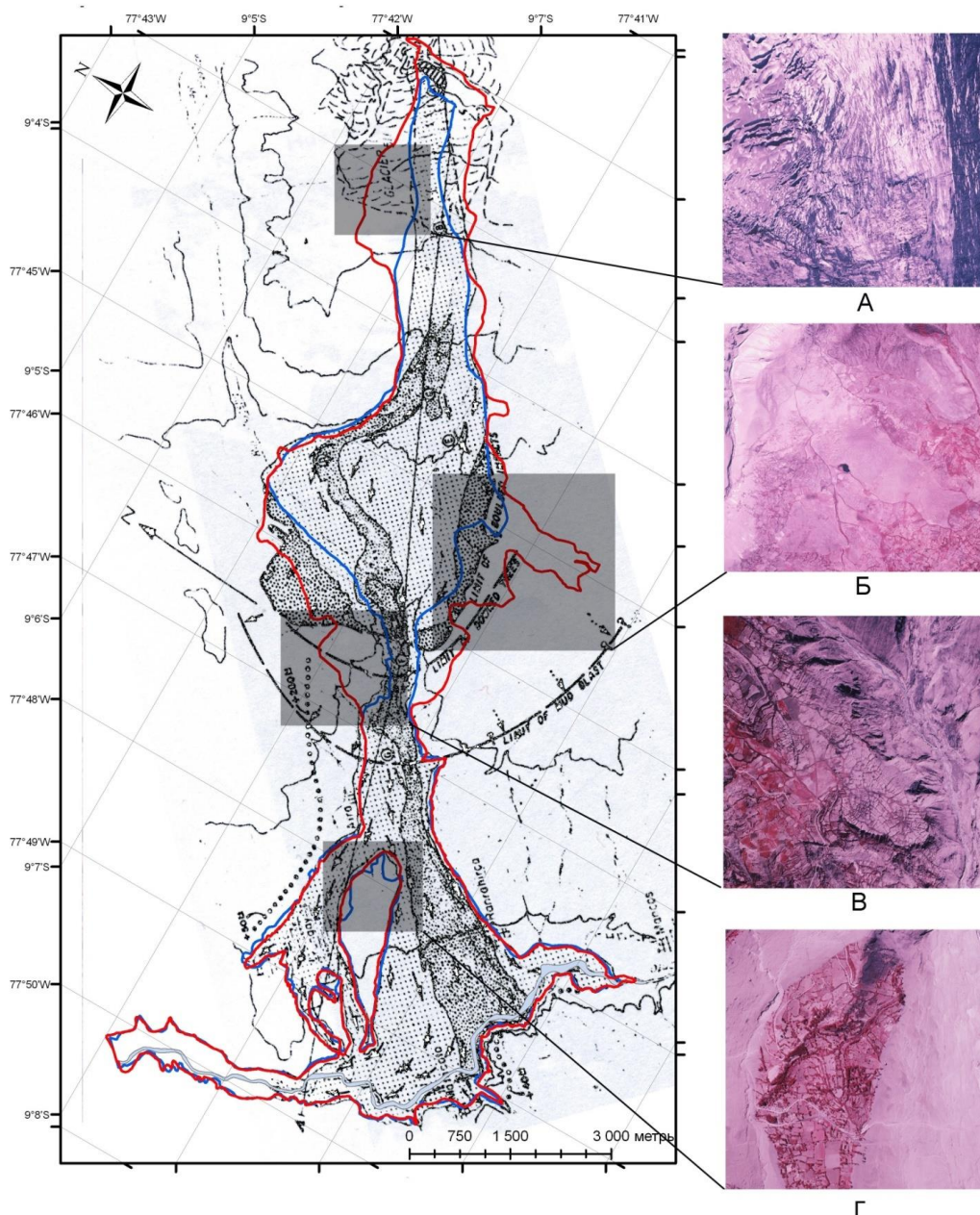


Рис. 16. Сравнение границ Уаскаранского катастрофического потока 1970 г.: по данным [Plafker, Eriksen, 1978] - синий цвет, по материалам спектрозональной съёмки - красный цвет.

Границы зоны катастрофы, по сравнению с ранее составленными картами, были сильно расширены в районе ледника 511 на юго-западном склоне г. Уаскаран. На фрагменте А видны следы движения по леднику не только горных пород, маркирующиеся тёмно-сизым цветом, но также следы движения льда и снега. При этом стоит заметить, что вышеупомянутые исследователи проводят границу зоны катастрофы по следам движения горных пород. Возможно, они предполагали, что следы движения льда и снега появились после катастрофы, но в этом случае граница между темным и светлым фототонами не была бы столь контрастной. В связи с этим, предполагается, что последовательность движения льда и горных пород была прямо противоположной, то есть в начале в движения пришли массы льда, обрушившегося «ледяного карниза», а потом горные породы, вовлечённые в движение массами льда.

На фрагменте Б аэрофотоснимка отчётливо прослеживается территория, покрытая слоем грязи. Кроме того, на снимке видны обломки горной породы, принесённые



воздушной волной катастрофы. Тонкий слой грязевых отложений можно увидеть и на фрагменте В. Зона «грязевых брызг» отмечена на карте Уаскаранской катастрофы 1970 г. [Plafker, Eriksen, 1978], но детально ее границы впервые нанесены нами.

Территория, представленная на фрагменте Г, также по-разному отражена в рассмотренных картах, при этом основные отличия в рисовке зоны катастрофы присутствуют на карте, составленной по материалам фототеодолитной съёмки. Таким образом, можно предположить, что имеют место погрешности рисовки, связанные с наличием «мёртвых зон» при съёмке, в которых трудно определять положение картографируемых объектов.

Уточнение границы зоны прохождения Уаскаранской катастрофы, возможно, позволит по-новому оценить такие параметры, как объём и скорость движения катастрофических масс.

Сопряжённое исследование Уаскаранской и Геналдонской ледниковых катастроф, не только позволило выявить сходства и различия двух событий, но, в определённой мере, позволило вновь оценить фазы движения катастрофических масс и типы катастрофических процессов. В большей мере эти изменения заметны на карте Геналдонской ледниковой катастрофы. После сравнения материалов визуального дешифрирования по двум районам, было решено, как и на карте Уаскаранской катастрофы, выделить зону трансформации ледово-грязе-каменного потока в гляциальный сель. В эту зону попало, в том числе, ледовое тело, отложившееся в Кармадонской котловине, так как на этой территории, безусловно, проходил процесс трансформации катастрофического потока особого типа в гляциальный сель. В то же время, доминирующим процессом на этом участке является аккумуляция ледово-каменного материала. По результатам картографирования ледниковых катастроф, а также с использованием дополнительных литературных источников была составлена сравнительная таблица 1.

Как видно из таблицы, к основным сходствам двух катастрофических событий можно отнести большие объёмы вовлечённого материала. В обоих случаях объёмы исчислялись десятками миллионов м<sup>3</sup>. Также к основным сходствам можно отнести большую протяжённость зон катастрофы, составляющих примерно 20 км (длина участка сверхбыстрого движения катастрофических масс, до перехода в классический гляциальный сель). Главным же, на наш взгляд, общим свойством изучаемых ледниковых катастроф является последовательное чередование аналогичных стадий потоков от начала движения до стадии гляциального селя.

Сравнительная таблица указывает не только на определённые сходства ледниковых катастроф, но также и на их различия. К наиболее ярким различиям исследуемых ледниковых катастроф можно отнести несколько их характеристик: причины катастроф, триггерные процессы (процессы, инициировавшие катастрофы), пространственные вариации скоростей потоков.

Различия в триггерных процессах и причинах катастроф обусловлены в первую очередь различным геологическим и геоморфологическим строением долин.

Стоит отметить различия в скоростном режиме двух событий: максимальные скорости движения в два раза выше для Уаскаранской катастрофы, средние же скорости выше для Геналдонской. Различия в максимальных скоростях движения обусловлены различным геоморфологическим строением долин, например уклоны в зонах зарождения для двух катастроф различаются более чем в 6 раз. Средние же скорости различаются не только из-за разного геоморфологического строения – в ходе движения, катастрофические массы в долине реки Ранраирка растекались по большим территориям (3,9 км в поперечнике), и поэтому теряли энергию, а в долине реки Геналдон катастрофические массы были зажаты и максимально растекались лишь на 1,5 км (в зоне перехлёста через ледник Майли). Возможно, различия в средних скоростях обусловлены ещё и различным механическим составом двигавшихся масс – преобладанием льда в двигавшихся массах Геналдонской катастрофы, преобладанием обломочного материала в двигавшихся массах Уаскаранской катастрофы.



Таблица 1. Сравнительная таблица параметров исследуемых катастрофических потоков

	Колка	Уаскаран
Характеристика триггерных процессов	Предшествующие обвалы, нагрузка ледника	Землетрясение, сейсмический фактор обвала
Наличие стадии подготовки катастрофы	Да (крупные ледово-каменные обвалы со склонов г. Джимарай-хох в июле-сентябре 2002 г.)	Нет
Последовательность фаз катастрофических потоков	1) начальное скольжение ледника 2) лавинообразный ледово-водно-каменный поток 3) гляциальный сел	1) начальный обвал ледово-каменных масс 2) лавинообразный ледово-водно-каменный поток 3) трансформация лавинообразного потока в сел 4) гляциальный сел
Площадь зоны поражения катастрофических потоков	22,3 км <sup>2</sup>	31,7 км <sup>2</sup>
Углы наклона: 1) средние 2) максимальные 3) в зоне зарождения	1) 12,6° 2) 43° 3) 5-10°	1) 17,3° 2) 73° 3) 65-70°
Длина пути: 1) многофазного потока 2) совместно с наносоводным паводком	1) 19 500 м 2) 35 км	1) 18 500 м 2) более 200 км
Максимальная скорость	70 м/с [Дробышев, 2012]	120 м/с [Тутубалина и др., 2005]
Общее падение: 1) многофазного потока 2) совместно с гляциальным селем	1) 2100 м 2) 2400 м	1) 3600 м 2) 5900 м
Ширина: 1) максимальная 2) минимальная	1) 1500 2) 360	1) 3900 м 2) 860 м
Высота максимального движения вверх по склону	250 м [Дробышев, 2012]	150 м
Общий объём вовлечённого материала	115 млн. м <sup>3</sup> [Тутубалина и др., 2005]	47,8 млн. м <sup>3</sup> [Petrakov et al., 2008]
Содержание движущейся при ледниковой катастрофе массы в процентах: 1) льда (воды) 2) обломочного материала	1) 80% 2) 10%	1) 19,6-36,9% 2) 46,8-72,3% [Plafker, Eriksen, 1978]



## Заключение

В ходе проведения картографического сравнения Уаскаранской и Геналдонской ледниковых катастроф получены следующие результаты:

1. Проведено картографирование районов ледниковых катастроф. Полученные карты составлены в единой цветовой палитре и имеют сходные легенды.
2. Уточнены границы зоны катастрофы, а также участков с различным типом перемещения материала в зоне катастрофы, что позволит в будущем заново оценить некоторые характеристики катастроф, такие как объём и скорость движения катастрофических масс.
3. Сделаны выводы относительно сходств и различий двух гляциальных катастроф. Это быстро проходящие явления, максимальные скорости которых превышают 200 км/ч. При этом перемещаются объёмы льда и горных пород, исчисляющиеся миллионами кубических метров. Кроме того, в ходе своего движения катастрофические массы активно воздействуют на подстилающую поверхность и вовлекают большое количество материала, таким образом, изменяя рельеф местности. Ледниковые катастрофы проходят в своей динамике несколько стадий, очерёдность которых в целом не меняется. Ещё одной чертой таких событий является их пространственная локализация, то есть повторяемость в одних и тех же местах, наиболее благоприятных для их развития.

Важно также упомянуть об ущербе, наносимом данным событиями населению горных долин, а также о том, что при проведении постоянных наблюдений и соблюдении норм безопасности, жертв можно было бы с большей вероятностью избежать. Составленные карты районов ледниковых катастроф позволят лучше изучить особенности этих явлений, а также могут послужить одним из материалов для разработки прогноза таких опасных природных явлений.

## Благодарности

Авторы благодарят С.Дж.Эванса и М. Сапату за содействие в полевых и камеральных исследованиях, а также проекты SfP 982143, РФФИ 06-05-64787, 18-05-00520 за финансовую поддержку.

## Список литературы

- Берлянт А.М. (2003). Картоведение. Аспект-Пресс, М.
- Дробышев В.Н. (2012). Гляциальная катастрофа 20 сентября 2002 года в Северной Осетии. Вестник Владикавказского научного центра, 12(3): 20-36.
- Петраков Д.А., Аристов К.А., Алейников А.А., Бойко Е.С., Дробышев В.Н., Коваленко Н.В., Тутубалина О.В., Черноморец С.С. (2018). Быстрое восстановление ледника Колка (Кавказ) после гляциальной катастрофы 2002 года. Криосфера Земли, 22(1): 58-71.
- Поповнин В.В., Петраков Д.А., Тутубалина О.В., Черноморец С.С. (2003). Гляциальная катастрофа 2002 года в Северной Осетии. Криосфера Земли, VII(1): 3-17.
- Тутубалина О.В., Черноморец С.С., Петраков Д.А. (2005). Ледник Колка перед катастрофой 2002 года: новые данные. Криосфера Земли, IX(4): с. 62-71.
- Petrakov D.A., Chernomorets S.S., Evans S.G., Tutubalina, O.V. (2008). Catastrophic glacial multi-phase mass movements: a special type of glacial hazard. Advances in Geosciences, 14: 211-218.
- Plafker G., Eriksen G.E. (1978). Nevados Huascaran avalanches. Rockslides and Avalanches, Chapter 8. In: Voight B. (ed.) Natural Phenomena. Amsterdam, Elsevier, 1: 277-314.
- Welsch W. (1983). Begleitworte zum hohelinienplan 1:25 000 der bergsturzmuere vom Huascaran am 31 mai 1970. Die Berg- und Gletschersturze vom Huascaran, Cordillera Blanca, Peru. Universitiitsverlag Wagner Innsbruck, pp. 31-50.



## Пространственно-временной анализ распределения селевых явлений и пути предупреждения и снижения их разрушительных воздействий в горных и предгорных районах Казахстана

Т.А. Баймолдаев<sup>1</sup>, М.К. Касенов<sup>1</sup>, А.К. Мусина<sup>2</sup>, Ж.Т. Раймбекова<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>ГУ «Казселезащита» КЧС МВД РК, Алматы, Республика Казахстан

<sup>2</sup>Казахский национальный университет имени аль-Фараби, Алматы, Республика Казахстан

В статье анализируется пространственно-временное распределение селевых явлений с учетом зарегистрированных и восстановленных данных. Оценены методы и способы защиты от ливневых и гляциальных селей, как наиболее распространенных типов в горных и предгорных районах Казахстана. Также приведены дальнейшие направления предотвращения и снижения характеристик селевых потоков в скором будущем.

*селевые потоки, гляциальные сели, ливневые сели, пространственно-временной анализ, превентивные мероприятия, противоселевые сооружения.*

## Spatial-temporal analysis of the mudflow phenomena distribution and ways of preventing and reducing their destructive effects in mountainous and foothill areas of Kazakhstan

T.A. Baimoldayev<sup>1</sup>, M.K. Kassenov<sup>1</sup>, A.K. Mussina<sup>2</sup>, Zh.T. Raimbekova<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>State Institution "KazMudflowProtection", Committee of Emergency Situations, Republic of Kazakhstan

<sup>2</sup>Al-Farabi Kazakh National University

The article analyzes the spatial and temporal distribution of mudflow phenomena taking into account recorded and reconstructed data. Methods of protection against storm and glacial mudflows, as the most widespread types in mountain and foothill areas of Kazakhstan are estimated. Further directions for preventing and reducing the characteristics of mud flows in the near future are also given.

*mudflows, glacial mudflows, torrential mudflows, spatial-temporal analyses, preventive measures, constructions against mudflow*

По данным ГУ «Казселезащита» КЧС МВД РК всего на территории республики выявлено 300 селевых бассейнов, в которых насчитывается 5650 селевых очагов. На территории Казахстана селевые очаги приурочены, к селеопасным районам, охватывающие в основном горные и предгорные части юга и юго-востока республики (рис. 1): Казахстанский Алтай, Сауыр-Тарбагатай, Жетысу Алатау и ряд хребтов, представляющих крайние северные дуги Тянь-Шаня. К последним относятся Иле Алатау, Кетпен, Терискей и Кунгей Алатау, Киргизский хребет (в пределах казахстанской части территории), Каратау. Максимальные гипсометрические уровни



отмеченных горных систем варьируют в интервалах высот 1500-5000 м абс. Случаи прохождения сравнительно маломощных селей и отдельных паводков зафиксированы также в Шу-Илейских горах и небольших по площади бассейнах Киндиктаса. В последнее время к числу селеопасных отнесены также некоторые районы аридных областей, бедных атмосферными осадками, такие, как Горный Мангистау и отдельные участки чинков Мангистауского плато на восточном побережье Каспийского моря. В общей сложности около 70 % горных районов республики принадлежит к категориям средней и высокой селеопасности [Медеуов и др., 1993; Медеу, Нурланов, 1996].

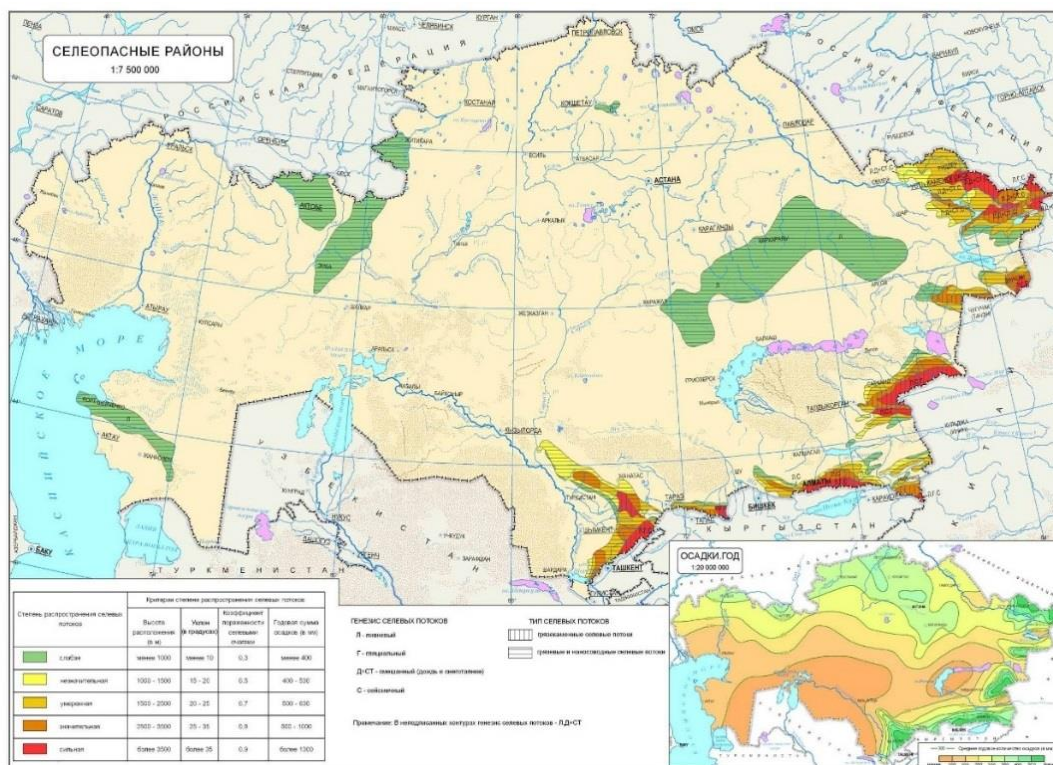


Рис. 1. Селеопасные районы Казахстана. Источник: [Атлас..., 2009]. природных и техногенных опасностей и риск чрезвычайных ситуаций в Республике Казахстан. Под редакцией А.Р. Медеу. – Алматы, 2009. – 241 с.

По данным многих авторов [Деговец, 2000; Баймолдаев и др., 2007] до недавнего времени общее количество селевых явлений, зарегистрированных по республике за последние 150 лет, составляло около 800 случаев. В течение многих лет эта цифра не менялась. В результате анализа табличных данных, приведенных в [Медеу и др., 2015] и мониторинговых данных ГУ «Казселезащита» КЧС МВД РК за последние годы на указанной территории выявлено около 1250 селевых потоков. Наглядное представление о селевой опасности горных районов Казахстана дает рисунок 2. Фактические данные показывают, что наибольшее число случаев прохождения селей отмечено в Иле Алатау – до 30% от общего количества восстановленных и зарегистрированных селей, в Жетысу Алатау – 25 %, в горных районах Южно-Казахстанской и Восточно-Казахстанской областей – соответственно 20% и 16 %, на долю остальных регионов (горные районы Жамбылской области, Терискей Алатау и Кетпен, Атырауская и Мангыстауская области) приходится лишь до 1-5 %.



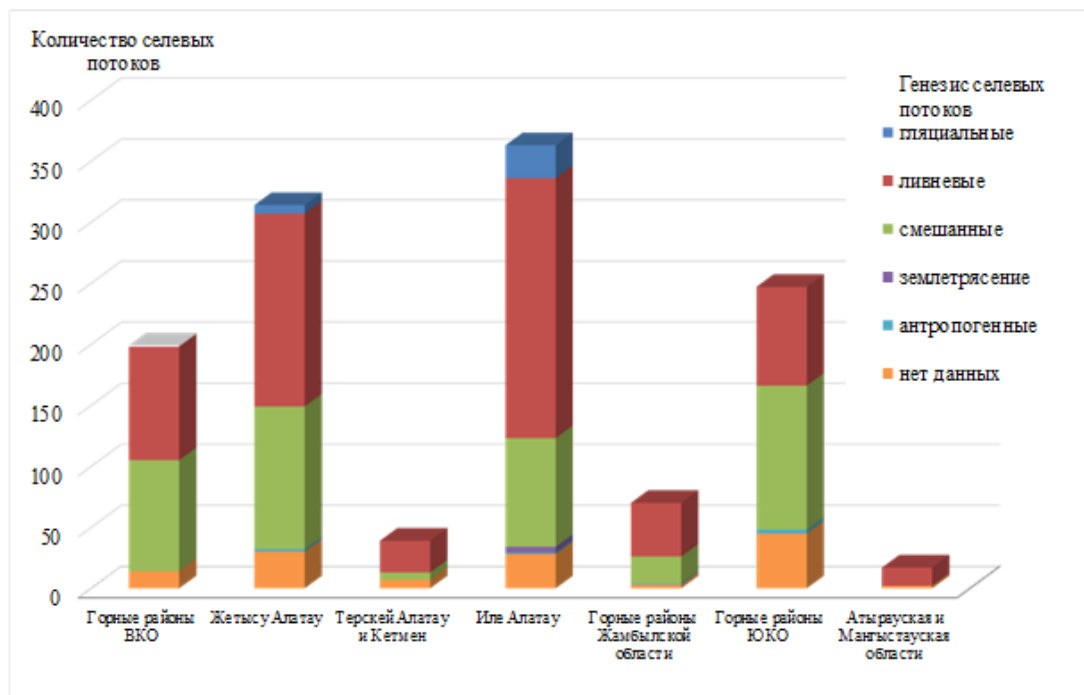


Рис. 2. Распределение случаев прохождения селей по горным системам Казахстана до 2015 г.

На основе анализа закономерностей временных распределений восстановленных и зарегистрированных данных о селях выявлено, что до 50-х годов прошлого столетия наблюдалось лишь 10% их общего количества. А остальные 90% приходятся на период 1951-2015 гг. Это обусловлено общим повышением селевой активности на фоне климатических изменений, освоением горных и предгорных районов, а также развитием системы наблюдений. Результаты анализов свидетельствуют о том, что бассейны рек Иле-Алатау и Жетысу-Алатау являются в достаточной степени селеопасными.

Подтверждением повышения селевой активности служат частое проявление селевых потоков с 50-х годов прошлого столетия (рис. 3). Если с начала XX века в одно десятилетие наблюдались по 1-3 селя, то со второй половины этого столетия это число доходило до 80 случаев за декаду.

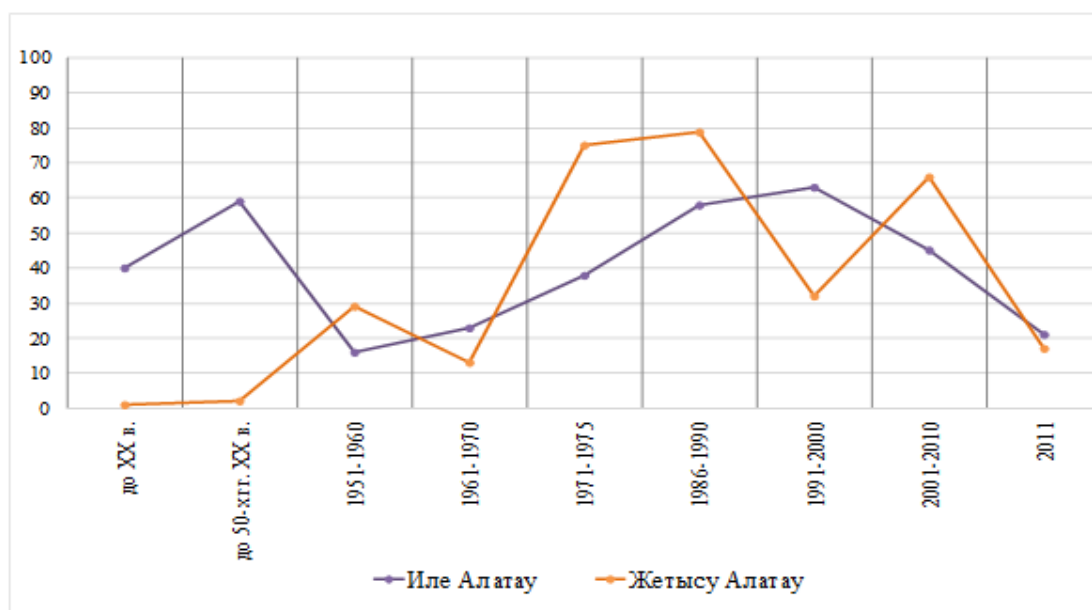


Рис. 3. Повторяемость селевых потоков Иле и Жетысу-Алатау по десятилетиям.



Начиная с 50-х годов прошлого столетия в Казахстане, в особенности в горных районах Иле и Жетысу Алатау возводились противоселевые сооружения различной конструкций, которые предназначались для задержания селевой массы и погашения скоростей селевых потоков (рис. 4).

Проблема защиты от селевых явлений появилась практически одновременно с началом освоения горных и предгорных территорий Казахстана и остается не полностью решенной до настоящего времени.

История решения проблемы защиты является отражением процессов развития познаний природы селевых явлений, научно-технического прогресса в области противоселевого и гидротехнического проектирования, расширения зон гражданского и промышленного строительства, сельскохозяйственного использования территории Казахстана.

В ретроспективном плане решение проблемы защиты от селей в Казахстане – это история проектов противоселевых мероприятий по защите конкретных объектов исходя из бытующих на момент их создания представлений об условиях и процессах селеформирования. Защита от селевых явлений отдельных крупных территорий на основе накопленного опыта и расширенных знаний о природе селей осуществлялась проектированием и строительством сооружений на незащищенных территориях.

Первые проекты основывались на представлениях о селевых потоках как паводках, насыщенных смытым с эродированных водосборных площадей грунтом, затем как паводков, с расходами сотни кубометров в секунду, размывающих русловые отложения, которые не увенчались успехом. Соответственно этим представлениям изменялись и предлагаемые способы защиты: лесомелиорация, террасирование склонов, укладка в руслах огромного количества каменных завалов высотой до 5 м, устройство котлованов-селеуловителей, осветленная вода из которых должна была сбрасываться по канализированному руслу. Дальнейшие проекты не получили положительные заключения, ввиду высокой стоимости работ [Попов, 1990; Медеу и др., 2007].

В 50-х годах прошлого столетия Казахстанские проектировщики предложили соорудить завальную плотину взрывным способом в урочище Медеу в бассейне р. Киши Алматы, вододелитель на р. Есентай, облицовку ее русла. В соответствии с проектом в 1960-1963 гг. построен Есентайский вододелитель, облицовано бетонными плитами русло р. Есентай (в пределах города Алматы). В 1964 г. проект плотины был доработан. В период 1964-1966 гг. в бассейне р. Киши Алматы построены 4 сквозных металлических селеуловителя и габионная плотина в урочище Мынжилки, а также сифонный водосброс, позволяющий понижать уровень воды моренного озера. Направленными взрывами в 1966-1967 гг. в урочище Медеу была создана основа уникальной каменно-набросной плотины [Есенов и др., 1978]. Селехранилище в Медеу должно было обеспечить задержание селевого паводка обеспеченностью 0,01 %.



Рис 4. Селезадерживающие плотины в Иле Алатау: а) плотина в басс. р. Талгар; б) плотина Медеу в басс. р. Киши Алматы; в) плотина в бас. р. Улкен Алматы.

Научные исследования процессов селеформирования, в том числе эксперименты по искусственному воспроизведению селей в естественных условиях на Шамалганском полигоне, анализ характеристик селевых потоков 1921 года на р. Киши Алматы и 1963 года в бассейне р. Есик привели к выводу о том, что в Иле Алатау преобладают не наносоводные, а грязекаменные сели высокой плотности. Это подтвердилось в 1973 г., когда катастрофический сель гляциального генезиса с объемом 3,8 млн. м<sup>3</sup> [Виноградов, 1976] был задержан вовремя сооруженной плотиной в урочище Медеу. Изменение представлений о природе селей послужило основанием для пересмотра подходов к проектированию противоселевых защитных сооружений [Хегай, 1986].

В период 1975-1978 гг. разрабатываются схемы селезащитных мероприятий для горных и предгорных территорий Иле и Жетысу Алатау. Одним из главных направлений стратегии селезащиты становится задержание селей с помощью массивных плотин в горных долинах и создание системы задерживающих плотин и запруд малых форм, а также стабилизирующих сооружений. В процессе их реализации каменно-набросная плотина в бассейне р. Киши Алматы достигает высоты 150 м, а емкость селехранилища увеличивается до 12,6 млн. м<sup>3</sup>, возводится железобетонная плотина с общим объемом селехранилища 14,5 млн. м<sup>3</sup> в бассейне р. Улкен Алматы, насыпная плотина в бассейне р. Есик (емкость селехранилища 12 млн. м<sup>3</sup>) [Баймолдаев и др., 2007].

В настоящее время на балансе ГУ «Казселезащита» находятся 77 защитных сооружений, в том числе: противоселевых плотин – 21, среди которых 10 по своей значимости близки к первой защитной плотине в урочище Медеу. В арсенале защитных средств от паводков и селевых потоков также 56 линейных сооружений, среди которых стабилизированные русла, водобойные стенки, берегоукрепления, каналы, лотки, дамбы, низконапорные плотины, сопряжения русел рек и другие объекты.

Помимо перечисленных построено еще целый ряд противоселевых защитных сооружений, которые переданы на эксплуатацию административным органам и различным предприятиям на местах.

Основная часть построенных сооружений сыграла положительную роль в снижении ущерба при прохождении селевых потоков и готова к выполнению своих



функций и в дальнейшем. Для стабилизации селевых очагов планировалось строительство каскада плотин. В нижней части очагов Акжар, Кокшоқы, были построены плотины, но строительство каскадов не было завершено из-за недостаточного финансирования. В настоящее время плотина Акжар разрушена на 90%, а плотина Кокшоқы полностью занесена селевыми отложениями. Экспериментальное тросово-сетчатое сооружение Сарысай при селевом потоке в 2013 году было полностью разрушено (рис. 5).



Рис. 5. Селезащитное тросово-сетчатое сооружение до и после селевого потока в 2013 году

Помимо предусмотренных схемами защиты от селевых явлений в Казахстане активно осуществляются превентивные работы по предотвращению возникновения селей путем контролируемого опорожнения прорывоопасных моренно-ледниковых озер, обустройство эвакуационных каналов стока для обеспечения безопасного транзита больших расходов талых вод (углубление канала стока, укрепление бортов канала, усиление естественной самоотмостки канала). В результате проводимых превентивных работ была ликвидирована, а в других существенно снижена опасность прорыва моренно-ледниковых озер с последующим формированием катастрофических селевых потоков. Примерами могут служить превентивные работы на моренных озерах: Богатырь в бас. р. Шелек, №6 у ледника М.Маметовой в бассейне р. Киши Алматы, Капкан в бассейне р. Коргас, Тасколь в бассейне р. Осек, №19 Калесника в бассейне р. Талгар и другие.

Наличие капитальных защитных инженерных сооружений не снимает опасности селей для территорий, расположенных выше селезащитных сооружений. Эти территории как были, так и остаются селеопасными. Здесь, особенно в последние годы, наблюдается интенсивное освоение земель, создание национальных парков, зон отдыха, инфраструктуры, что соответственно повышает степень риска.

Сели в горах Иле и Жетысу Алатау по генезису могут формироваться из-за ливневого происхождения и в результате прорыва моренно-ледниковых озер как поверхностным путем, так и по внутриморенным каналам стока. С 70-х годов прошлого столетия количество селей гляциального генезиса существенно возросло, по мнению некоторых авторов [Мочалов и др., 1980; Степанов и др., 1998; Яфязова, 1998] причиной тому потепление климата и деградация ледников в высокогорных районах Иле и Жетысу Алатау.

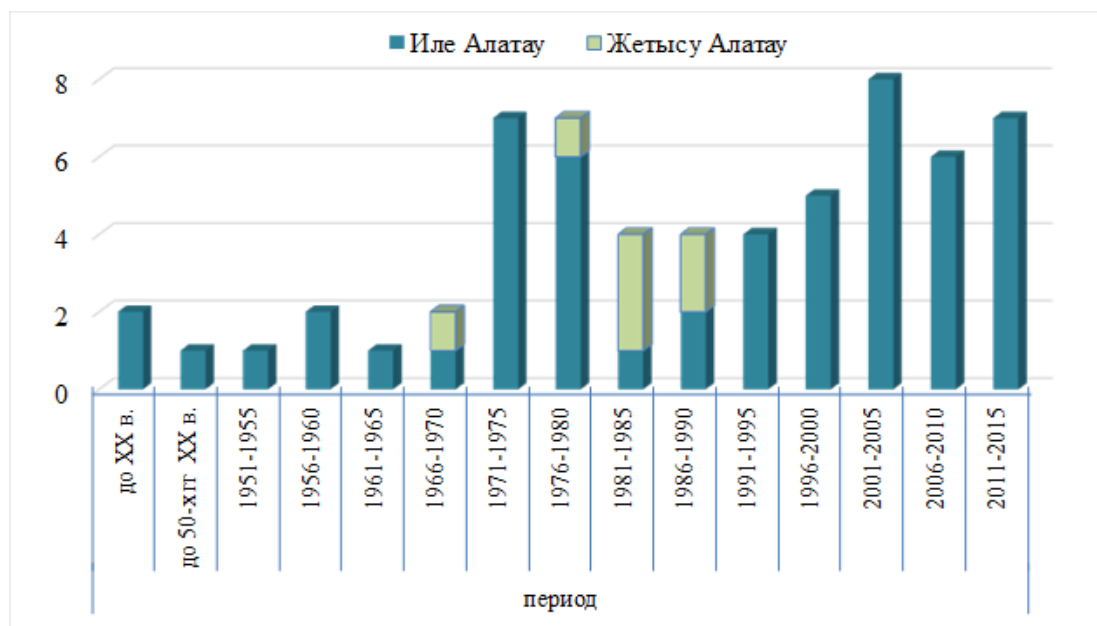


Рис. 6. Повторяемость селевых потоков гляциального генезиса в Иле и Жетысу Алатау

Наличие угрозы прорыва озера в ряде случаев вызывало ответные меры по ликвидации опасности путем активного вмешательства человека в ход событий.

В Казахстане первые попытки по ликвидации угрозы прорывов приледниковых озер относятся к началу 1960 г. До настоящего времени выполнено профилактическое опорожнение около 30 прорывоопасных озер. Работы позволили достичь главного: ликвидировать реальную угрозу катастрофических селевых потоков, защитить население, объекты хозяйствования и территории от этого чрезвычайно опасного природного явления [Виноходов, 2001].

Существуют несколько способов опорожнения высокогорных озер [Касенов, 2015]. Остановимся на некоторых из них:

1. Поддержание уровня воды в озере на безопасных отметках (основной метод, применяемый в последние годы в ГУ «Казселезащита»);
2. Полное опорожнение озерной котловины, путем принудительной откачки воды из озерной котловины с помощью насосов и последующего разрушения перемычки озера с помощью взрыва;
3. Принудительное заполнение озерной котловины грунтом, путем засыпки части последней твердым материалом.

Сама идея строительства перегораживающих сооружений в долинах горных рек также несет в себе долю риска. Действительно, есть отдельные примеры, иллюстрирующие этот момент в мировой практике.

И для города Алматы построенные инженерные сооружения селезащитного комплекса не являются абсолютной гарантией, так как они рассчитывались на воздействие только ливневых и гляциальных селей. Однако в 1887 г. после мощного землетрясения ( $M=7,3$ ) на северном склоне Заилийского Алатау возник массовый сход сейсмогенных «оплывин», весьма близких по характеру движения к высокоплотным грязекаменным потокам. Объем отдельных оползней-потоков превышал десятки млн. м<sup>3</sup>. В бассейне р. Улкен Алматы из ее левого притока р. Проходной вырвался грандиозный селеподобный поток объемом до 60 млн. м<sup>3</sup>. Тем не менее, строить плотины, способные перехватывать сотни миллионов кубометров рыхлых отложений для защиты города от сейсмогенных селей не только не эффективно (оползни и сели могут возникнуть не только на основных реках), но прежде всего, невыгодно экономически, поскольку возможный ущерб от воздействия самого землетрясения многократно превышает ущерб от вызванных им вторичных явлений.



Поэтому при проектировании противоселевых мероприятий учитываются не только масштабы возможных катастроф, их повторяемость, но также экономическая целесообразность.

В настоящее время ведутся работы по проектированию селезадерживающих плотин на реках Аксай, Улкен Алматы в районе устья р. Аюсай, начаты работы по реконструкции селезадерживающей плотины Мынжылки расположенной на отметке 3000 м с целью задержания селевого потока в высокогорной зоне.

В целях предотвращения и снижения ущерба от селевых явлений ГУ «Казселезащита» осуществляется целый комплекс мероприятий в межселевые периоды, в периоды угрозы и развития селевых явлений, а также в пост-селевые. Мониторинг селеформирующих факторов и селевых явлений в случае их возникновения осуществляется с помощью периодических аэровизуальных и наземных специализированных обследований, а также режимных наблюдений на постоянных и временно открываемых постах. В селеопасные периоды еженедельно проводятся аэровизуальные обследования высокогорных территорий, моренно-ледниковых комплексов, контрольных моренных озер и пустующих котловин, селевых очагов и рытвин, селевых врезов и русла селеопасных рек.

Функционирует более 100 специализированных пунктов наблюдений, часть из которых являются сезонными и расположены в высокогорной зоне на отметках 3200-3700 м. Перспективы расширения селевого мониторинга связаны с созданием автоматизированной системы наблюдений и применением ГИС-технологии. Оценка селеопасности и прогнозирование селей в реальном времени осуществляется на основе разработанных методик, однако последние нуждаются в совершенствовании. Превентивные мероприятия, осуществляемые в целях предотвращения и снижения характеристик селевого потока нуждаются в интенсификации, что в последнее время является одним из основных работ ГУ «Казселезащита». В качестве примера можно привести работы, ведущиеся в плотине Мынжылки и у ледника Маншук Маметовой. Одновременно необходима разработка методологии превентивных мероприятий, особенно касающихся гляциальных селей.

### Список литературы

- Атлас природных и техногенных опасностей и риск чрезвычайных ситуаций в Республике Казахстан (2009). Под редакцией А.Р. Медеу. Алматы, 241 с.
- Баймолдаев Т.А., Виноходов В.Н. (2007). «Казселезащита» – оперативные меры до и после стихии. Алматы: Изд-во «Бастау», 284 с.
- Виноградов Ю.Б., Земс А.Э., Хонин Р.В. (1976). Селевой поток 15 июля 1973 г. на Малой Алматинке. Селевые потоки, (1): 60-73.
- Виноходов В.Н. (2001). Мониторинг гляциальных селей в Заилийском Алатау. Автореф. дисс. канд. геогр. наук. Алматы, 24 с.
- Деговец А. (2000). Человек и стихия гор. Континент, 20/33.
- Есенов У.Е., Деговец А.С. (1978). Опыт проектирования, строительства и эксплуатации противоселевых сооружений в Казахстане. XV Всесоюзная научно-техническая конференция по противоселевым мероприятиям. (Ташкент. 27-29 сентября 1978 г.). Тезисы докладов. М., ЦБНТИ Минводхоза СССР, 89-93.
- Касенов М.К. (2015). Типовой проект опорожнения моренного озера. ГУ «Казселезащита».
- Медеу А.Р. (2007). Перспектива развития Генеральных схем защиты территорий Республики Казахстан от оползневых явлений, селевых потоков и снежных лавин: Отчет о НИР. АО «Центр наук о земле, металлургии и обогащения», Институт географии по договору с ГУ «Казселезащита» № 175 от 23 мая 2007 г. Алматы, 300 с.
- Медеу А.Р., Баймолдаев Т.А., Киренская Т.Л. (2015). Селевые явления Юго-Восточного Казахстана. Т.4, Ч.1. Антология селевых явлений и их исследования. Алматы, 576 с.
- Медеуов А.Р., Колотилин Н.Ф., Керемкулов В.А. (1993). Сели Казахстана. – Алматы: Ғылым, 160 с.
- Медеуов А.Р., Нурланов М.Т. (1996). Селевые явления сейсмоактивных территорий Казахстана (Проблемы управления). Алматы, Қаржы-қаражат, 204 с.
- Мочалов В.П., Степанов Б.С. (1980). О режиме моренных озер и путях их мелиорации. Селевые потоки, 4: 113-119.



- Попов Н.В. (1990). Опыт разработки и реализации комплексных и специальных схем инженерной защиты территорий от опасных геологических процессов в Казахстане. Проблемы противоселевых мероприятий, 18-24.
- Степанов Б.С., Хайдаров А.Х., Яфязова Р.К. (1998). Особенности формирования катастрофических селей дождевого генезиса на северном склоне Заилийского Алатау. В кн.: Географические основы устойчивого развития Республики Казахстан. Алматы, Ғылым, 516-520.
- Хегай А.Ю., Земс А.Э., Зиневич Ю.Н., Квасов А.И. (1986). Развитие представлений о природе селевых явлений и характере необходимых противоселевых мероприятий в районе г. Алматы. Проблемы противоселевых мероприятий, 62-71.
- Яфязова Р.К. (1998). Селевая активность в Заилийском Алатау в прошлом, настоящем и будущем. В кн.: Географические основы устойчивого развития Республики Казахстан. Алматы, Ғылым, 511-515.

## Проектирование и строительство селезащитных сооружений в Казахстане. Современный этап 2008-2018

Т.В. Бакарасова, Ю.Н. Зиневич, Е.К. Хожаназаров

*Проектно-изыскательский институт ТОО «Казгидро», Алматы, Казахстан,  
kazgidro@yandex.kz*

Цель настоящего доклада – краткая информация о состоянии работ по проектированию и строительству объектов селе – и инженерной защиты в Республике Казахстан за последнее десятилетие.

*Селезащитные сооружения, Казахстан, плотина, селевой поток, наносоводный поток, тросово-сетчатая конструкция*

## Design and construction of mud protection facilities in Kazakhstan. The present stage 2008-2018

T.V. Bakarassova, Y.N. Zinevich., Y.K. Khozhanazarov

*Design–research company «Kazhydro» LLP, Almaty, Republic of Kazakhstan,  
kazgidro@yandex.kz*

The purpose of this report is a summary of the state of work on the design and construction of mud protection facilities and engineering protection in the Republic of Kazakhstan in recent decades.

*mudflow protection facilities, Kazakhstan, mud dam, debris flows, silt flow, cable-mesh composition*

В Казахстане в горах Заилийского и Джунгарского Алатау, Алтая, Каратау, Кетменя, Тарбагатай располагается около 300 селевых бассейнов.



Рис. 1. Карта Казахстана с селеопасными территориями.





Для селеопасных районов Республики Казахстан ранее были разработаны карты селевой опасности (рис. 2), на основе которых планируется работы по селезащите.

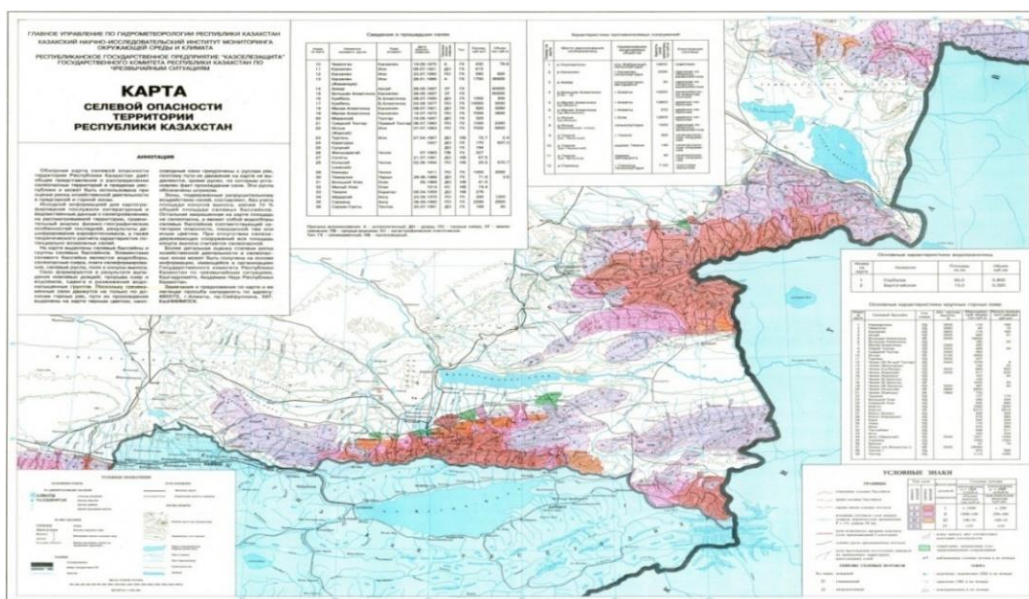


Рис. 2. Карта селевой опасности Казахстана.

Эти работы имеют важное значение, так как за последние 70 лет было 800 случаев катастрофических селей с человеческими жертвами, из них 5 селей включены в перечень мировых селевых катастроф (составлен ООН, 1996 г.).

Город Алматы основан в 1854 году у подножья Заилийского Алатау как укрепление Заилийское, впоследствии Верное. Алматы расположен на конусах селевых выносов двух горных рек: Малой и Большой Алматинок (ныне Киши и Улкен Алматы). Они берут начало у ледников на высоте 3400-3600 метров над уровнем моря и протекают в узких, глубиной до 1000 метров, долинах. Площадь бассейнов обеих рек до выхода из гор составляет соответственно 120 и 250 квадратных километров, длина – 17 и 26 километров, площадь оледенения – 11 и 40 квадратных километров. Максимальные расходы паводков, вызываемых таянием ледников и ледниковыми осадками, не превышают 30-50 кубометров в секунду. Однако по долинам рек эпизодически проходят грязекаменные селевые потоки с расходами в сотни раз большими. В основном сели распластываются в высокогорной зоне. И только потоки объемом более одного миллиона кубометров достигают предгорной равнины, городских и сельских построек.

Селевая катастрофа на озере Иссык 7 июля 1963 года, стала началом строительства селезащитных сооружений, которые могли бы надежно защитить город Алматы от селей. В 1964 г. Казахский филиал «Гидропроекта» (ныне ТОО «Казгидро») был определен головной проектной организацией СССР по проектированию объектов селезащиты. В 1973 г. было организовано Главное Управление при Совмине КазССР – «Казселезащита». Сейчас оно является подразделением МВД Республики Казахстан, и выполняет функции Заказчика и Балансодержателя всех селезащитных объектов на территории РК, т.е. выполняет их эксплуатацию.

За более чем 50-летний период, в Казахстане построено около 100 селезащитных и защитных сооружений. Примерно 90% этих сооружений выполнено по нашим проектам. За период с 2008 г. по 2018 г., ТОО «Казгидро» разработало проектную документацию по 12 объектам селе- и инженерной защиты (часть из них уже построена или находится в стадии строительства).

Кратко рассмотрим основные из этих объектов.

*Комплекс селезащитных сооружений на трансграничной с Китаем реке Хоргос (в стадии строительства).*

Река Хоргос является правобережным притоком р. Или. Её бассейн расположен в Панфиловском районе Алматинской области и на территории КНР. По руслу реки на значительном участке проходит государственная граница между РК и КНР. В верховьях бассейна насчитывается 18 моренных и приледниковых озёр различного объёма и прорывной опасности. Селевые потоки и катастрофические наносоводные паводки в русле реки Хоргос возможны как при прорыве озёр, так и при выпадении интенсивных осадков. Так, например, в июле 2007 года наносоводный паводок затопил территорию таможни «Коргас» (рис. 3), а в июне 2010 года сверхрасчетный форс-мажорный наносоводный паводок с расходом до 450 м<sup>3</sup>/с (по меткам высоких вод), частично разрушил защитные дамбы в районе МЦПС (рис. 4).



Рис. 3. Затопление территории таможни паводковыми водами.



Рис. 4. Размыв верхового откоса берегоукрепительной дамбы в июне 2010 года в районе МЦПС.

После паводка 2010 года, было принято решение о необходимости строительства комплекса селезащитных сооружений, цели и задачи которого:

- Мониторинг потенциально опасных моренных озёр в верховьях р.Хоргос с целью предотвращения их прорыва и образования селей гляциального генезиса. Мониторинг возможных селевых проявлений в русле р.Хоргос и ее притоках для своевременного оповещения органов власти, населения и адекватного реагирования.
- Инженерная защита населенных пунктов, территорий и объектов инфраструктуры, расположенных вдоль русла р.Хоргос, в т.ч. таких стратегически



важных для Республики Казахстан, как Международный центр приграничного сотрудничества (МЦПС), комплекс таможни «Коргас» и приграничного комплекса «Восточные ворота».

▪ Обеспечение транспортной доступности в верхнюю часть бассейна реки Хоргос (до озера Казанколь), для строительства и эксплуатации защитных сооружений. Автодорога также будет использоваться пограничной службой и позволит освоить этот уникальный и красивейший горный район Казахстана.

Масштаб проекта – международный и межгосударственный.

В состав комплекса (рис. 5) входят:

- селезадерживающая плотина Чукурбулак (начальная фаза строительства);
- система автоматизированного мониторинга селеопасных моренных озёр и речных потоков (далее САМ) (в стадии строительства);
- каскады стабилизирующих сооружений на боковых притоках реки Хоргос;
- берегоукрепительная дамба длиной 5.1 км (построена в 2016 году);
- патрульно-тракторная дорога вдоль русла р. Хоргос (в стадии строительства).

Основной в этом комплексе является селезадерживающая плотина Чукурбулак (рис. 6), которая предназначена для аккумуляции водных и наносоводных паводков и задержания твердых составляющих селевых потоков в бассейне реки Хоргос.

Максимальная высота плотины 51 м, общая длина плотины по гребню составляет 534 м, левобережная часть грунтовой плотины (КНР) - 188.0 м, правобережная часть грунтовой плотины (РК) - 262.0 м, ширина бетонной части – 84 м, ширина селебросного фронта составляет 62 м. Ёмкость селеохранилища при отметке 1340 м с составит около 10.0 млн.м<sup>3</sup>.

Проектирование плотины существенно усложняется необходимостью постоянного согласования технических решений с китайской стороной. Согласование осуществляется с 2013 года и подходит к стадии завершения.

В 2015 году построена берегоукрепительная дамба (рис.7) длиной 5.1 км, которая предотвращает размыв правого берега реки Хоргос и проходящих вдоль берега реки автодороги и пограничных контрольно-заградительных систем. Высота дамбы – 3-6 м, ширина по гребню - 6 м, насыпь дамбы – валунно-гравийно-галечниковые грунты. Верховой откос с уклоном 1: 1.5 облицован монолитным железобетоном с устройством упорного бруса фартука с заглублением на 3.5 м.

В 2018 году начат монтаж оборудования по САМ селеопасных моренных озёр, чтобы осуществить оперативную передачу информации об опасных природных явлениях с целью своевременного предупреждения органов управления и оповещения населения. Эта система решает задачи контроля как селевой, так и паводковой обстановки в бассейне реки Хоргос.

### **Селезадерживающие плотины в бассейнах рек Аксай и Улькен Алматы ниже устья притока Аюсай (стадия проектирования)**

Река Аксай, протекающая в горном ущелье, является правым притоком р. Каскелен. Река берёт начало на высотах 3 900-4 200 м в ледниках северного склона Илейского Алатау. Бассейн р. Аксай, как в прошлом, так и в настоящее время, является активным селеносным бассейном. Почти во всех долинах крупных притоков Аксай наблюдаются оползни и обвалы, а также неустойчивые осыпи рыхлого материала, размываемого ручьями.

Бассейн реки Улькен Алматы расположен на северном склоне центральной части хребта Заилийского Алатау в пределах высот 1 200÷4 400 м.



Рис. 5. Ситуационная схема комплекса селезащитных и берегоукрепительных сооружений в бассейне реки Хоргос. Цифрами обозначены: 1 - берегоукрепительная дамба, 2 - стабилизация опасных притоков (сетчато-тросовые барражи на р. Ойжайлау), 3 - служебно-эксплуатационное здание, 4 - патрульно-тракторная дорога от пл. Чукурбулак до озера Казанколь, 5 - подъездная дорога Баскунчи - г/у «Достык», 6 - технологическая дорога, 7 - селезадерживающая плотина Чукурбулак, 8 - стабилизация селеопасных притоков на р. Каскабулак, 9 - стабилизация селеопасных притоков на р. Коксай, 10 - стабилизация селеопасных притоков на р. Улькен Казан, 11 - стабилизация селеопасных притоков на р. Нанзышоки, 12 - система автоматизированного мониторинга (САМ).



Рис. 6. Вид на селезадерживающую плотину Чукурбулак с нижнего бьефа.



Рис.7. Вид на берегоукрепительную дамбу.

Река Улькен Алматы образуется слиянием двух ветвей: восточной - р. Озерная и западной – р. Проходная, которые берут начало у Б. Алматинских ледников на высотах 3700 м и 3600 м соответственно. Река Аюсай – левый приток р. Улькен Алматы, впадает в неё в 2.9 км ниже ручья Мраморный. На всем протяжении русло загромождено грубообломочным материалом осыпей, оползней, оплывин, обломками древесных пород. При впадении в р. Улькен Алматы, р. Аюсай образовала широкий конус выноса селевых отложений.

Большие скорости течения, крутые склоны долин, скопления на них рыхлообломочных четвертичных отложений создают опасность формирования селевых потоков в обоих этих бассейнах.

Цель и задача Проектов селезадерживающих плотин на реках Аксай и Улькен Алматы – инженерная защита территории, которая является частью государственного национального природного парка, где функционирует много зон отдыха, кафе и рестораны, здания каскада ГЭС и дорога к санаторию. В воскресные дни, в селеопасной зоне одновременно может находиться более 5 тысяч человек отдыхающих – жителей и гостей южной столицы и обслуживающего их персонала.

Селезадерживающие плотины предназначены для аккумуляции водных и наносоводных паводков и задержания твёрдых составляющих селевых потоков в бассейнах рек.



Таблица. 1. Состав сооружений и параметры

Селезадерживающая плотина Аксай		Селезадерживающая плотина Аюсай	
Максимальные расходы наносоводных селевых паводков в створе плотины:		Максимальные расходы наносоводных селевых паводков в створе плотины:	
максимальный обеспеченности 0,01%	158 м <sup>3</sup> /с	максимальный обеспеченности 0,1%	98 м <sup>3</sup> /с
максимальный обеспеченности 0,1%	102 м <sup>3</sup> /с	максимальный обеспеченности 1%	61,1 м <sup>3</sup> /с
Селехранилище:		Селехранилище:	
Расчетный объем	4.56 млн. м <sup>3</sup>	Расчетный объем	2,3 млн. м <sup>3</sup>
Площадь	12,37 га	Площадь	15 га
Железобетонная часть плотины, в том числе:		Железобетонная ячеистая плотина, в том числе:	Высота (по селесбросу) 37.6 м, ширина 68 м, длина 127м
поверхностный водосброс	Ширина – 30 м Высота – 3 м Пропускная способность 160 м <sup>3</sup> /с	поверхностный водосброс	Ширина – 46 м Высота – 3 м Пропускная способность 390 м <sup>3</sup> /с
Водовыпуск (две нитки)	Ширина 1.5 м, Сечение пропускных отверстий галереи 1.5x1.8 м	Водовыпуск (две нитки)	Ширина 1.5 м, Сечение пропускных отверстий галереи 1.1x0.6м
		правобережный и левобережный устои	Служат для сопряжения бетонной и земляной частей плотины
проходная галерея для водопровода	Ширина - 2.0 м, Высота -2,0 м Протяженность - 436,45 м		
Земляная плотина	Высота 75 м, длина по гребню 264.1 м, ширина по гребню-10 м, ширина по основанию – 443 м	Земляная плотина	Высота 41.1 м, длина по гребню 330.2 м, ширина по гребню -10м, ширина по основанию – 209 м

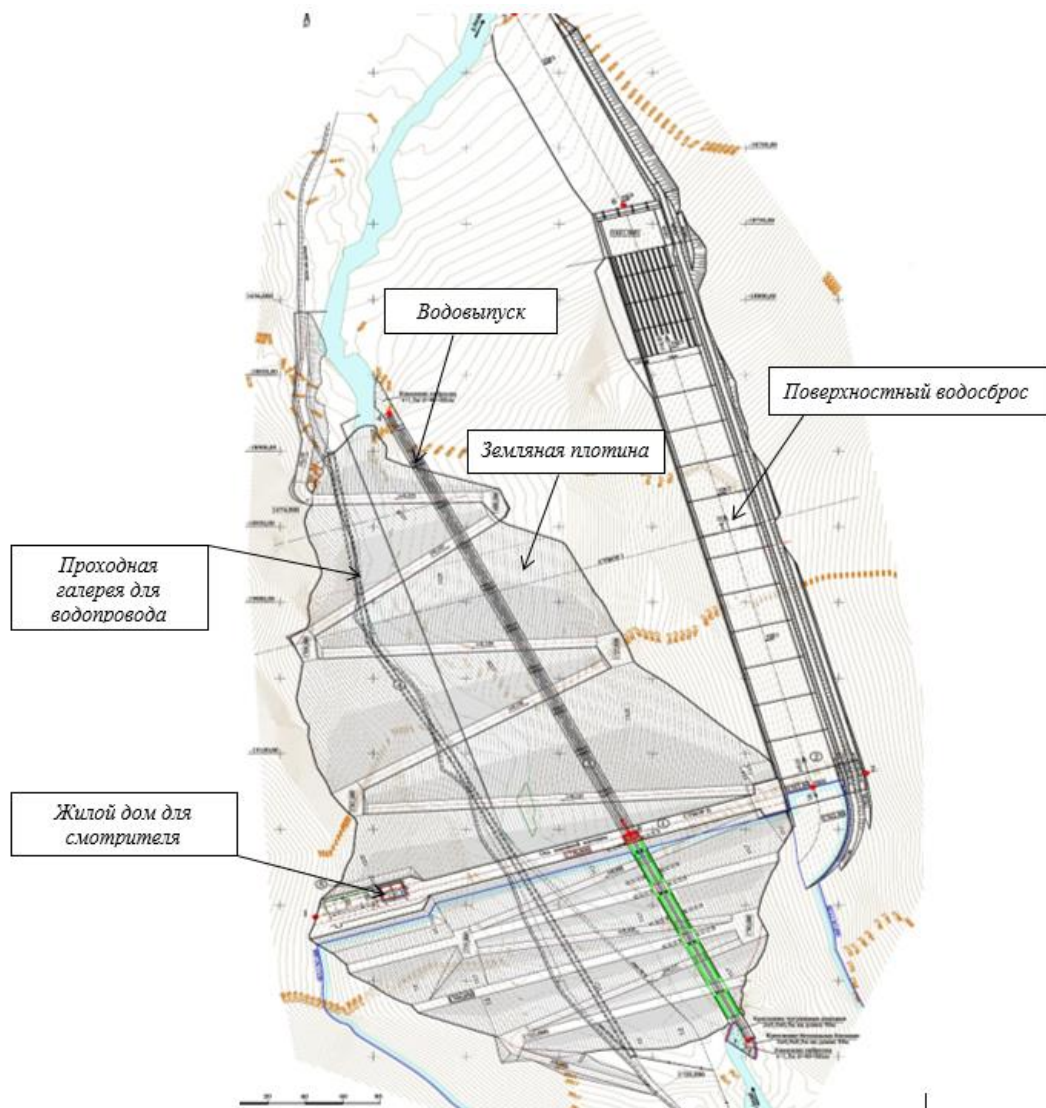


Рис. 8. План сооружений селезадерживающей плотины на р. Аксай.

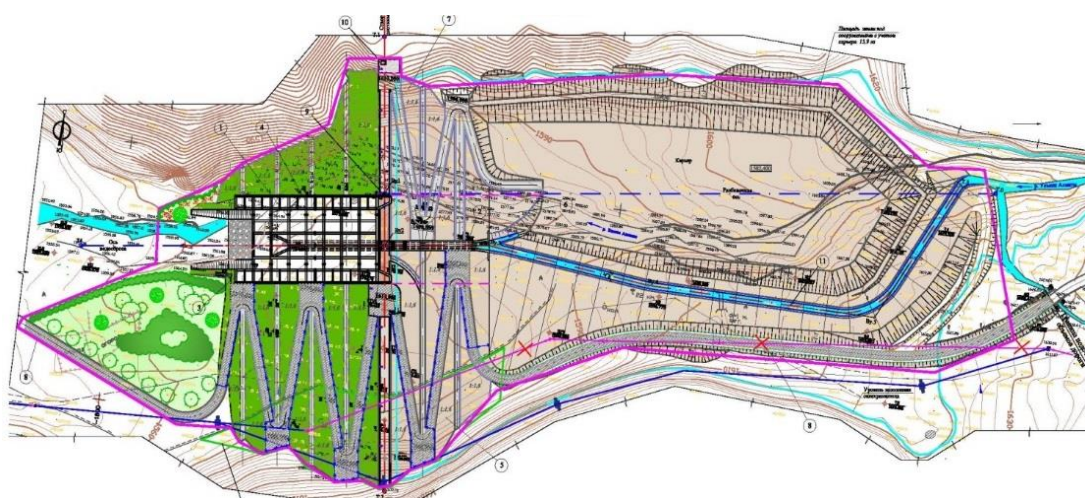


Рис. 9. План сооружений селезадерживающей плотины Аюсай на р. Улькен Алматы. Условные обозначения: 1 - ячеистая водосливная плотина, 2 – водовыпуск, 3 - левобережный устой, 4 - правобережный устой, 5, 6, 7 - земляная плотина, 8 - автомобильная дорога, 9 - трансформаторная подстанция, 10 - караульное помещение, 11 - подводящий канал водовыпуска.



## Каскады сетчатых селезадерживающих барражей на реках Бедельбай и Батарейка в бассейне р. Киши Алматы (построены в 2014 году)

На наиболее селеопасных притоках р. Киши Алматы (бывшая р. Малая Алматинка), расположенных ниже плотины Медеу в 2014 году был построен каскад селезадерживающих барражей (всего 9 сооружений).

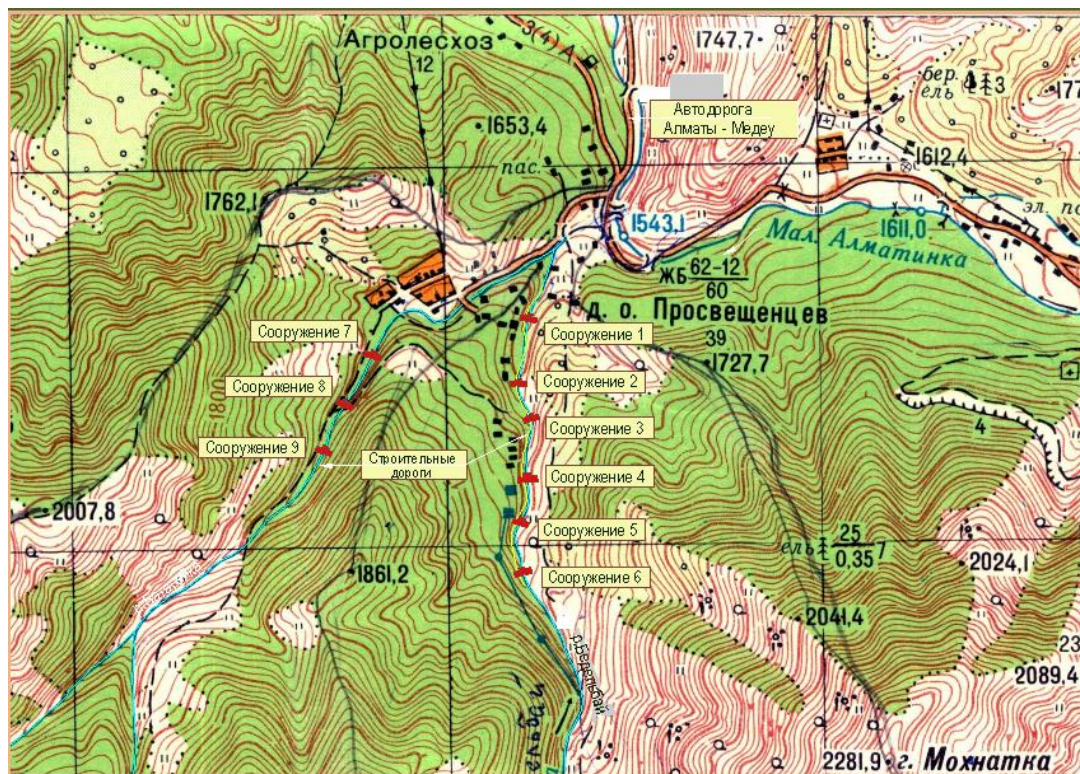


Рис. 10. Ситуационная схема расположения селезадерживающих барражей

Общая концепция строительства каскада защитных сооружений на нижних участках рек Бедельбай и Батарейка заключается в сочетании элементов активных и пассивных методов селезащиты. С одной стороны сооружения можно рассматривать как селезадерживающие, способные полностью или частично задержать селевой поток расчетной обеспеченности (пассивная селезащита), а с другой стороны, их строительство является начальным этапом осуществления полной стабилизации русел этих притоков р. Киши Алматы (активная селезащита).

Тросово-сетчатая конструкция представляет собой систему основных и вспомогательных тросов (канатов) диаметром соответственно 30 и 18 мм и оцинкованной стальной сетки 200×200 мм. Троса надежно заанкерены в железобетонное основание сооружения и имеют зажимы-компенсаторы, позволяющие воспринимать динамические нагрузки от селевого потока. Длина тросов и площадь сетки подобраны таким образом, чтобы крупнообломочный материал селея, задержанный тросово-сетчатой системой, формировал каменную плотину-завал с устойчивым низовым откосом. Тросово-сетчатая система крепится жестко к анкерам, установленным в монолитной фундаментной плите, и посредством специальных приспособлений, для натяжения тросов к анкерам, в боковых плитах-устоях. Монолитная фундаментная плита опирается на зубья, которые бетонируются по грунтовым анкерам типа «Титан» диаметром 50 мм и длиной 6 м. Анкера типа «Титан» устанавливаются в 2 ряда в нижнем бьефе и в центральной части сооружения с шагом 1.0 м с цементацией грунтов и приваркой усами к арматуре. Дополнительно устраивается крепление нижнего бьефа укладкой крупного камня за низовым зубом.





Рис.11. Сетчатые селезадерживающие барражи на р. Батарейка

### Реконструкция селезащитной плотины Мынжилки на р. Киши Алматы (в стадии строительства)

Существующая селезащитная плотина Мынжилки была построена в 1980 г. в верховьях реки Киши Алматы на отметках 3 000-3 030 м. Её створ расположен в конце высокогорной троговой долины Мынжилки, которая находится у концевых морен ледников Туюксу и Молодёжный.

Плотина является одним из элементов комплекса селезащитных сооружений в бассейне р. Киши Алматы и предназначена для предотвращения возникновения селей гляциального типа, защиты от селей верхней части русла реки Киши Алматы и продления срока службы селехранилища плотины Медеу. За прошедшие годы в результате интенсивного таяния и отступления ледников идёт формирование новых прорывоопасных моренных озёр и внутриледниковых полостей, которые при внезапном опорожнении могут вызвать катастрофические селевые потоки. Из-за изменения климата участились продолжительные ливневые осадки, превышающие среднегодовые нормы прошлых лет, которые могут вызвать сели ливневого происхождения.

За 35-летний период эксплуатации, селехранилище частично заполнилось наносами, а гидротехнические сооружения объекта нуждаются в ремонте.

Перечисленные выше обстоятельства и вызвали необходимость реконструкции селезащитной плотины Мынжилки.

Ёмкость селехранилища, образованного плотиной, составила 233 тыс. м<sup>3</sup>.

При реконструкции плотины компоновка и состав сооружений определяются расположением сооружений существующей плотины. При этом максимально используются (с учётом ремонта) существующие сооружения, что минимизирует объёмы работ и, соответственно, стоимость реконструкции. Плотина наращивается (с увеличением высоты над гребнем существующей плотины на 5.0 м) в сторону верхнего бьефа. При этом, основанием новой части плотины служат гребень и верховой откос существующей плотины и частично естественная поверхность земли.

В состав сооружений объекта при его реконструкции вошли:

1. земляная плотина (плотина из грунтовых материалов);
2. водовыпуск, две дублирующие друг друга обетонированные трубы в теле плотины с наклонными лотками-водоприёмниками по верховому откосу плотины;
3. аварийный водосброс с водосливным оголовком автоматического действия в гребне плотины, быстротоком по низовому откосу плотины, водобойным колодцем и отводящим каналом в нижнем бьефе плотины;
4. служебное здание с гаражом, расположенное на правом берегу ниже оси плотины.



Основные параметры новой плотины:

- длина по гребню 300.0 м;
- ширина гребня 6.0 м;
- заложение низового и верхового откосов 1:2.5;

максимальная высота по оси плотины:

- над верховым откосом существующей плотины 9.0 м;
- с учётом высоты существующей плотины 23.0 м.



Рис. 12. Вид на плотину с нижнего бьефа.

### **Устройство защитных сооружений и укрепление скальных грунтов на опасных участках автодороги ГЭС-1–БАО в бассейне реки Улькен Алматы (построены в 2017 г.)**

В составе этих мероприятий было включено устройство защитных сооружений и укрепление скальных грунтов на опасных участках автодороги ГЭС1-БАО в Бостандыкском районе г. Алматы.

Участки укрепления были определены для реализации защитных мероприятий, как наиболее опасные для производственного персонала, населения и туристов, автотранспорта, проезжающего по автодороге ГЭС1-БАО на головной узел каскада ГЭС на р. Улькен Алматы, базу астрофизического института, погранзаставу и космостанцию. На этих опасных участках ежегодно, в периоды снеготаяния и ливневых осадков, происходят оползни и камнепады, перекрывающие автодорогу и потенциально опасные для жизни людей.

В мировой практике крепления опасных откосов и защиты от камнепадов и обвалов в последнее время широкое распространение получили тросово-сетчатые системы, закрепленные на поверхности откоса анкерами различного типа и конструкции.

Такие системы применяются во многих странах Европы и Азии. В Японии лидирующую позицию в этой области занимает фирма «Токуо Роре MFG», которая разработала для крепления скальных откосов универсальную тросово-сетчатую-анкерную систему - анкерную систему «Mighty Net».

Такая система имеет ряд преимуществ, а именно:

- с помощью закрепляющих анкеров и тросов сетка плотно прилегает к поверхности откоса, облекая все выступы и впадины откоса, и тем самым полностью стабилизирует склон;



- по опыту эксплуатации подобных систем их срок службы не менее 50 лет.
- плотно прилегающая сетка способствует быстрому восстановлению природной растительности (трава, кустарник и т.д.) и уже через несколько лет, закрепленный сеткой скальный откос, приобретает вид естественного природного склона.



Рис. 13. Правый борт долины р. Кумбельсу. Участок № 1 до реконструкции



Рис. 14. Правый борт долины р. Кумбельсу. Участок № 1 после реконструкции

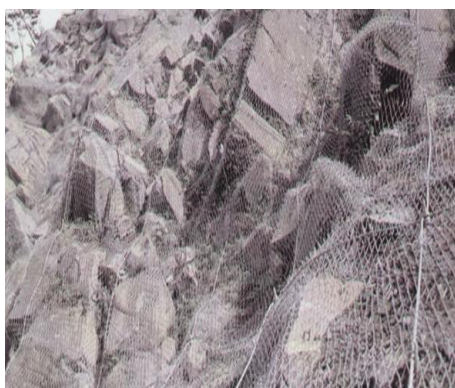


Рис. 15. Крепление сетками системы “Mighty Net”.

Система крепления стальных откосов “Mighty Net” рассчитана на удержание на скальном откосе крутизной  $70^\circ$  (принято с запасом) на участке  $2 \times 2$  м скальной отдельности весом до 2.4 тонны.

Сетки системы “Mighty Net” являются гибкими и поставляются на стройплощадку рулонами различной ширины, поэтому их можно устанавливать с плотным прилеганием к рельефу укрепляемого откоса.

После установки сеток вся площадь крепления подлежит засеву методом напыления семенной травяной смеси, что обеспечит прорастание трав и кустарников в последующие годы.

Аналогичное укрепление опасных скальных откосов было выполнено в районе плотины Медеу и канатной дороги Медеу-Шымбулак в 2017 году. Назначение объекта – крепление скальных откосов на наиболее опасных участках. Крепление скальных откосов защитит сооружения плотины Медеу (служебную дорогу по низовому откосу плотины, водоприемники, выходной портал и быстроток постоянного эксплуатационного водосброса), участки автодороги, гондольной дороги Медеу-Шымбулак и обеспечит безопасность работников эксплуатации этих объектов и многочисленных туристов.



## Прогноз положения поверхности отложений на верхнем бьефе селезащитных сооружений

П.О. Балджян<sup>1</sup>, В.О. Токмаджян<sup>1</sup>, В.П. Балджян<sup>2</sup>, А.В. Баюнц<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Шушинский технологический университет, Шуши, Республика Армения, baljyan-1951@list.ru, tokmajyanv@gmail.com, bayunc1986@mail.ru

<sup>2</sup>ЗАО «Аэрокомполит», Москва, Россия, baljyan@mail.ru

На верхних бьефах противоселевых сооружений, особенно весной и осенью, развивается процесс накопления наносов. Прогнозирование окончательного положения стабилизированной поверхности накоплений является важным условием установления объёма накоплений и размеров селезащитного сооружения. Существующие предложения по прогнозированию координат стабилизированной поверхности отложений имеют серьезные недостатки. Они не раскрывают многофакторный гидродинамический процесс, протекающий перед сооружением. Целью работы является разработка теоретических основ прогнозирования координат стабилизированной поверхности на верхнем бьефе селезащитного сооружения. Проведены натурные наблюдения и исследования наносного режима рек. Параметры, характеризующие русло и поток горных и предгорных рек по длине водотока, сильно меняются. Поэтому очень важно, во-первых, установить значения параметров того участка водотока, под влиянием которых происходит процесс стабилизации наносовых отложений. Обосновано, что таковым является конечный участок транзитной зоны реки, где поток приобретает предельную наносонесущую способность. Величины именно этого «предельного» участка русла диктуют, какой будет форма образования конечной стадии любых руслоформирований в русле, в том числе и на верхнем бьефе сооружений. Процесс накопления речных наносов при нестационарных природных явлениях с течением времени затухает. На данном участке будут установлены новые русловые условия, соответствующие стабилизированному режиму и восстановлению баланса водонаносного расхода. Используя предложения по определению расхода наносов в результате изменения балансового уравнения, была установлена связь между гидравлическими параметрами, характеризующая «предельный» участок и зону отложений наносов. Одновременно доказано, что система уравнений неравномерного движения, неравновесности одномерного потока и баланса наносов без существенных допущений может быть применена для турбулентных селей. В результате проведённых разработок получено безразмерное уравнение для определения координат поверхности селевых отложений. Это уравнение даёт возможность прогнозировать результаты стабилизирующихся руслообразований природного и искусственного происхождения на верхних бьефах селезащитных сооружений.

*селевой поток, сооружение, наносы, русло, отложения, процесс стабилизации, руслообразование.*

## The prediction of surface position of sediments in the upper bay of mudflow protection structures

P.O. Baljyan<sup>1</sup>, V.O. Tokmajyan<sup>1</sup>, V.P. Baljyan<sup>2</sup>, A.V. Bayunts<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Shushi Technological University, Shushi, Republic of Armenia, baljyan-1951@list.ru, tokmajyanv@gmail.com, bayunc1986@mail.ru

<sup>2</sup>“Aerocomposit” CJSC, Moscow, Russia, baljyan@mail.ru



The phenomenon of accumulation of sediments develops in the upper bays of anti-precipitation and mudflow protection structures, especially in spring and autumn. Predicting the final form of the stabilized accumulation surfaces is an important condition on the basis of which the volume of accumulations and dimensions of the structure is calculated. Existing proposals for predicting the coordinates of the stabilized accumulation surface have serious shortcomings. They do not disclose the hydrodynamic multifactor phenomena occurring on the upper bays of the structures. The aim of the work is the development of the theoretical basis for predicting the determination of the stabilized surface of accumulated sediments in the upper bays of mud protection constructions. We conducted field of natural observations and studies of the alluvial regime of rivers. The parameters characterizing the bed and stream of mountain and foothill rivers along the length of the watercourse vary greatly. Therefore, it is very important to establish the values of the parameters of that section of the watercourse under the influence of which the process of stabilization of alluvial sediments occurs. Based on the analysis of the results of the studies, it is proved that it is the final section of the river transit zone where the stream acquires the ultimate alluvial capacity. The values of the very "limiting" section of the channel claim what the form of the formation of the final stage of any channel formations in the stream will be including the upper bay of the structures. The process of accumulation of river alluvial in non-stationary natural phenomena dies out over time. New watercourse conditions will be established in this section corresponding to the stabilized regime and the balance rate of water alluvial is established. Using the proposals for determining the sediment discharge as a result of the change in the balance equation, the relations were established between the hydraulic parameters characterizing the "limiting" area and the sedimentation zone. Simultaneously, it was proved that the system of equations of unequal movement, the continuity of dimensional flow and balanced alluvial can be applied to turbulent mudflows without significant assumptions. As a result of the processing a dimensionless equation for determining the coordinates of the surface of the mud sediments is obtained. This equation enables to predict the results of stabilizing changes in channels of natural and artificial origin in the upper bays of mud protection structures.

*mudflow, structures, alluvial, channel, sediments, process of stabilization, channel formation.*

## Введение

На верхних бьефах противоселевых заградительных сооружений, особенно весной и осенью, развивается процесс накопления наносов. Прогнозирование окончательного положения стабилизированной поверхности накоплений является важным условием установления объема накоплений и размеров селезащитного сооружения. Существующие предложения по прогнозированию координат стабилизированной поверхности отложений имеют серьезные недостатки. В частности, в этих предложениях использован ряд спорных положений и сомнительных гипотез. Это в основном следствие неправильного выбора тех характеристик водостока, под влиянием которых происходит стабилизация процесса отложения наносов. Одновременно, в основных уравнениях часто используются ненадежные связи и выражения. Из-за этого полученные результаты неточно раскрывают многофакторный гидродинамический процесс, протекающий перед сооружением [Флейшман, Перов, 1986; Тевзадзе, 1977].

Целью работы является разработка теоретических основ прогнозирования координат стабилизированной поверхности селеотложений на верхнем бьефе заградительного сооружения.

### Методика исследования

Предлагаемые разработки по прогнозу расположения поверхности селевых отложений перед селезаградительным сооружением основываются на три основные балансовые уравнения гидродинамики стационарного движения: энергии (уравнение движения потока), расходов воды и наносов (уравнения неразрывности потока и деформации русла). Одновременно использованы положения и закономерности, основанные на проведенных многолетних натурных и лабораторных исследованиях.

### Характеристики объекта

Предположим, что на определенном участке русла, из-за размещения селезаградительного сооружения, начинается процесс отложения наносов на его верхнем бьефе. До начала этого процесса имеем следующие исходные гидравлические и геометрические параметры:

- расходы потока и наносов:  $Q, Q_T$ ;
- наносонесущая способность потока:  $S$ ;
- продольный уклон русла и его вертикальная координата:  $i_r, z_r$ ;
- глубина потока, ширина русла, площадь, смоченный периметр и средняя скорость поперечного сечения движения:  $h_r, b_r, A_r, \chi_r, V_r$  (рис. 1).

Величины указанных параметров, кроме первых трех, по длине русла меняются.

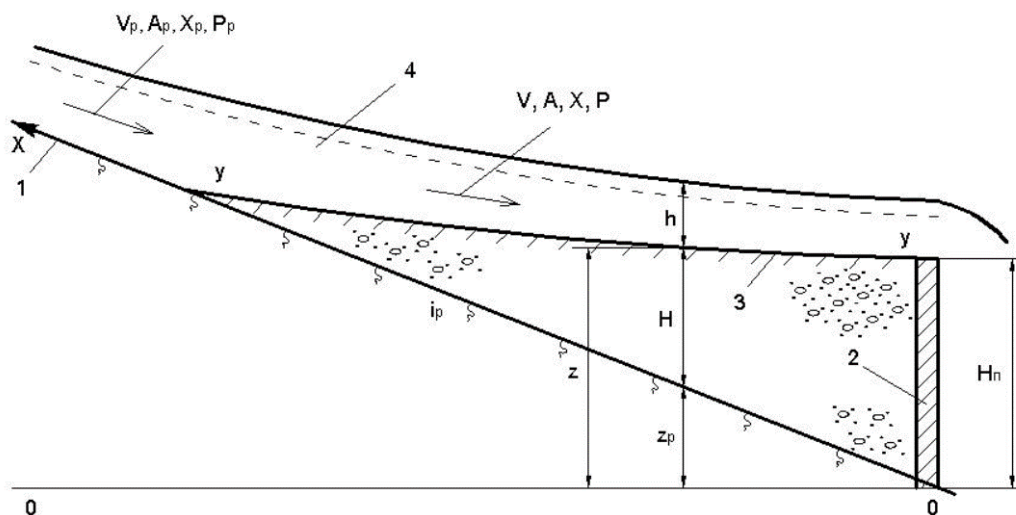


Рис. 1. Стабилизированный верхний бьеф селезаградительного сооружения. 1-начальное положение дна русла, 2- селезаградительное сооружение, 3-новое дно русла, образованное из отложений (поверхность  $y - y$ ).

После установления сооружения при сходе селей начнется нестационарный процесс отложения наносов. Через определенное время этот процесс приведет к полному заполнению верхнего бьефа. Подобно любому нестационарному явлению, восстановится стационарность движения и транзитная транспортировка наносов через сформированную поверхность селевых отложений  $y - y$  (рис.). Необходимо прогнозировать гидравлические и геометрические параметры этого нового русла:  $z, i, h, b, A, \chi, V$ .

### Полученные результаты

Параметры, характеризующие русло и поток по длине горных и предгорных водотоков, сильно меняются. Поэтому очень важно выявить и обосновать те значения этих параметров, которые диктуют режим установления стабилизированной стадии отложения наносов на верхнем бьефе. С этой целью были проведены многочисленные натурные наблюдения и экспериментальные исследования [Балджян, Бахиян, 2007;



«Защита народнохозяйственных..., 2004]. На основе анализа их результатов показано, что обоснованными являются те значения указанных параметров, которые соответствуют участку русла, где наносонесущая способность потока приобретает максимальную величину. Т.е., там поток движется с предельной транспортирующей способностью. Это означает, что в русле реки между зоной транзитного движения наносов и зоной их отложений находится очень важный участок (<предельный>), значения параметров которого диктуют каковым будет конечный результат любых руслообразующих процессов в данном водотоке. Параметры этого участка обозначены индексом <0>.

Для оценки наносного режима вододоков около 40 известных в литературе предложений по определению расхода наносов и транспортирующей способности подвержены количественному и качественному анализу. В результате, в условиях соблюдения баланса наносов, получена обобщающая зависимость [Балджян, 2005]:

$$\chi = A^a, \quad (1)$$

где,  $a$  - показатель, учитывающий многообразие анализированных предложений в пределе 2,7...4,2.

Логично, что подобно любому начатому нестационарному изменению, процесс отложения наносов тоже со временем завершится, и верхний бьеф сооружения будет полностью наполнен селевой массой. Установятся новые условия для русла и потока (рис. 1). В этом случае параметры движения практически не зависят от времени и меняются только по длине движения  $x$ .

Таким образом, вместо решений сложного нестационарного явления по установлению конечного результата отложений наносов, предлагается новая, более простая физическая модель, которая полноценно отражает гидродинамику протекающего процесса. На ее основе будет составлена соответствующая математическая модель. В условиях новой постановки задач можем использовать систему известных уравнений стационарного турбулентного движения потока:

$$\frac{dz}{dx} + \frac{dh}{dx} + \frac{d}{dx} \left( \frac{V^2}{2g} \right) = \frac{dh_f}{dx}, \quad (2)$$

$$A \cdot V = const, \quad (3)$$

$$\chi = A^a. \quad (4)$$

(Положительное направление координата  $x$  принято против течения).

В работе [Tokmajyan et al., 2009] доказано, что уравнение неравномерного движения водного потока (2) вполне допустимо использовать и для турбулентных селей в пределах изменения их объемной концентрации наносов до значения 0,4.

Указанную систему уравнений удобно представить в безразмерном виде. Масштабом линейной безразмерности выбрана ширина <предельного участка> русла  $b_0$ . Тогда будем иметь:

$$\frac{d\bar{z}}{d\bar{x}} + \frac{d\bar{h}}{d\bar{x}} - \frac{Fr_0}{\beta_0} \frac{d\bar{A}}{d\bar{x}} = \frac{i_0}{C^2} \bar{V}^2, \quad (5)$$

$$\bar{A} \cdot \bar{V} = 1, \quad (6)$$



$$\bar{\chi} = \bar{A}^a, \quad (7)$$

где  $Fr_0$  - число Фруда на предельном участке.

Правая часть уравнения (5) представляет потерю энергии. С учетом формулы Шеззи, после некоторых преобразований получим:

$$\frac{\bar{V}^2}{C^2 \bar{R}} = \frac{\bar{n}_c^2}{\bar{A}^2 (\bar{A}/\bar{\chi})^{4/3}} = \frac{\bar{n}_c^2 \bar{\chi}^{4/3}}{\bar{A}^{10/3}}, \quad (8)$$

где  $\bar{n}_c$  - приведенный коэффициент шероховатости (при движении селевого потока).

Используя зависимость (1) и известную формулу Штриклера-Чанга, потери энергии можно представить в виде:

$$\frac{\bar{V}^2}{C^2 \bar{R}} = \bar{d}_{OT}^{1/3} \bar{A}^{(4a-10)/3} \quad (9)$$

Таким образом, из совместного решения уравнений (2), (3) и (4) для расчета координат стабилизированной, конечной поверхности селеотложений на верхнем бьефе задерживающих сооружений получается следующее дифференциальное линейное уравнение:

$$\frac{d\bar{z}}{d\bar{x}} + \frac{d\bar{h}}{d\bar{x}} - \frac{Fr_0}{\beta_0 \bar{A}^3} \frac{d\bar{A}}{d\bar{x}} = i_0 \bar{d}_{OT}^{1/3} \bar{A}^{(4a-10)/3}. \quad (10)$$

Оно обобщает основные уравнения баланса энергии, жидкого и твердого составляющих потока, а также ряда известных закономерностей, оценивающих наносный режим и русловых условий. Данное уравнение устанавливает связь между координатами стабилизированной поверхности отложений наносов  $\bar{z}$ , глубиной транзитного потока  $\bar{h}$  и площадью его живого сечения  $\bar{A}$  (рис.). Уравнение (10) применительно для различных русловых условий.

Для получения окончательного решения задачи необходимо конкретизировать поперечные формы верхнего бьефа и поперечное сечение потока. Это позволит установить закономерности между параметрами  $\bar{z}$ ,  $\bar{h}$  и  $\bar{A}$ .

### Заключение

Полученные результаты позволяют для различных условий селевого русла, заградительного сооружения и селевого потока прогнозировать положение конечной, стабилизированной поверхности селевых отложений на верхнем бьефе селезадерживающего сооружения. В разработках анализированы и оценены пределы применимости использованных уравнений и закономерностей.

Разработанная математическая модель также может быть применена для прогноза других типов руслообразований (деформации подмостовых русел, отложения селевой массы в нижних, равнинных течениях русел, в задачах дельтообразования и т.д.).

### Список литературы

- Флейшман С.М., Перов В.Ф. (1986). Сели. М., Изд. МГУ, 286 с.  
Тевзадзе В.И. (1977). Методика расчета параметров селевых потоков и конструкций противоселевых сооружений, применяемых в Японии. ЦБНТИ Минводхоза СССР, Обзорная информация, №12, М., 48 с.





- Балджян П., Бахсян А. (2007). О методике расчета руслоформирующего процесс в верхнем бьефе селевых и паводковых задерживающих сооружений. Материалы V научно-технической конф. «Политранспортные системы», ч. 1, Красноярск, 334-340.
- Защита народнохозяйственных объектов от воздействия селевых потоков (2004). Материалы Международной конференции по селям, Пятигорск, 17-21 ноября 2003 г. Вып. 2, Пятигорск, 175 с.
- Балджян П.О. (2005). Определение зависимости между гидравлическими параметрами потока при постоянстве их наносонесущей способности. Известия НАН РА и ГИУА (серия ТН), Ереван, 58(2): 380-385.
- Tokmajyan H., Baljyan P., Sarukhanyan A. (2009). Boundaries of applicability of liquids flow regularities for mud flows. International Symposium on "Floods and modern methods of control measures" 23-28 September, 2009, Tbilisi, 492-494.



## Селепропускные сооружения в приустьевой части селевых рек о. Сахалин

**Д.А. Боброва, Е.Н. Казакова**

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Сахалинский филиал,  
лаборатория лавинных и селевых процессов, darya-kononova@yandex.ru,  
kazakovana@fegi.ru*

Автомобильные и железные дороги Сахалина на большом протяжении расположены в береговой зоне моря, в нижней части зоны транзита селей. Селевые потоки причиняют ущерб в виде завалов и повреждения дорожного полотна. В то же время селевые потоки могут выполнять важную роль в формировании пляжей и защите от абразии за счет выноса материала в приустьевую часть водотоков. Вынос селевого материала в береговую зону на Сахалине осуществляется на побережьях заливов Терпения, Анива, Татарского пролива и т.д. Пляжевые накопления, узкой полосой протягивающиеся вдоль морского берега, являются лучшей его природной защитой от разрушения. Поэтому необходимость строительства селепропускных сооружений обусловлена не только потребностью в защите дорожного полотна, но и важностью транспортировки селевого материала в пляжевую зону. В работе рассматривается современное состояние водо- и селепропускных устройств под дорогами в приустьевых частях селевых рек.

*остров Сахалин, сель, береговая зона, селепропускные сооружения*

## Debris flow check constructions situated near the mouth of a debris flow rivers of the Sakhalin Island

**D.A. Bobrova, E.N. Kazakova**

*Far East Geological Institute of Far Eastern Branch of Russian Academy of Science,  
Sakhalin Branch, Laboratory of Avalanche and Debris Flow Processes, darya-  
kononova@yandex.ru, kazakovana@fegi.ru*

The significant part of roads and railways of the Sakhalin Island are located in the coastal zone of the sea, in the lower part of the debris flow transit zone. Debris flows cause blockages and damage to the roadways. At the same time, debris flows can play an important role in the formation of beaches and protection against abrasion due to the removal of material near the mouth of a rivers. Transport of debris flow material to the coastal zone on the Sakhalin Island is carried out on the coasts of the bays of Terpeniya, Aniva, the Tatar Strait, etc. Therefore, the need for the debris flow chek constructions due not only to the need for protection of the roadway, but also the importance of transportation of debris material in the beach area. The article discusses the current state of water and debris flow check constructions under roads situated near the mouth of the rivers.

*Sakhalin Island, debris flow, coastal zone, debris flow check*

### Введение

На Сахалине сотни километров автомобильных и железных дорог расположены между уступами морских террас и морем, в нижней части зоны транзита селей. Таким



образом, водопропускные сооружения, проложенные под дорожными магистралями, находятся в приустьевой части водотоков, где расход селевых потоков наибольший, и, соответственно, нагрузка на водопропуски в этой части водотока максимальна.

Селевые потоки причиняют главным образом экономический ущерб, который выражается в виде остановки движения транспорта, который часто в несколько раз может превышать стоимость прямого ущерба от повреждений и разрушений объектов селевыми потоками. Так, завалы селевыми отложениями дороги Южно-Сахалинск – Оха фактически прекращают связь между севером и югом острова на несколько суток.

В то же время селевые потоки могут выполнять важную роль в формировании пляжей и защите от абразии за счет выноса материала в приустьевую часть водотоков [Олиферов, 2007]. Селевой материал увеличивает мощность пляжа и защищает от волновых воздействий и размыва расположенные в береговой зоне транспортные магистрали, линии ЛЭП и территории населенных пунктов.

Таким образом, водопропускные сооружения должны выполнять роль селепропусков, предотвращая повреждения и завалы дорожного полотна, а также не препятствуя выносу селевого материала в береговую зону.

В работе приводится описание водо- и селепропускных сооружений в приустьевой части селевых водотоков о. Сахалин.

### Постановка проблемы

Высокую степень площадной пораженности береговой зоны Сахалина селевыми процессами обуславливает сочетание гористого рельефа и хорошего развития речной сети. Наибольшая густота речной сети отмечается в юго-западной и юго-восточной частях острова, где она достигает 1,5 - 2 км/км<sup>2</sup>. 98% общего числа рек составляют мелкие реки, имеющие длину менее 10 км и средневзвешенные уклоны 100-300‰, что обусловлено близостью основных водоразделов к морскому побережью [Ресурсы поверхностных вод, 1973]. Благодаря этому селевые потоки в прибрежной части острова характеризуются коротким временем добега до расположенных в приустьевой части селевых водотоков автомобильных и железных дорог, а также наибольшими селевыми расходами именно в этой зоне.

В береговой зоне острова сходят грязевые и грязекаменные сели, а также наносоводные потоки. При выходе в береговую зону селевой поток расплывается. Ширина зоны аккумуляции селевых отложений составляет 20-500 м при средней толщине 1-2 м и максимальной 3,5-4,0 м [Казакова, Боброва, 2013].

В исследуемых селевых бассейнах наблюдается высокая частота селеобразования. Сели формируются здесь 1 раз в 1-3 года; каждые 3-5 лет отмечаются периоды массового селеобразования продолжительностью от 1 до 3-5 суток, во время которых селевые потоки формируются в большинстве селевых бассейнов [Казаков Н.А., 2000]. Грязекаменные селевые потоки, выносящие материал в береговую зону, формируются несколько реже – 1 раз в 5-7 лет [Казаков, Генсиоровский, 2008].

Несмотря на то, что на Сахалине высокая частота формирования селей в береговой зоне, почти под всеми объектами дорожной инфраструктуры установлены водопропуски, которые не способны выполнять роль селепропускных сооружений – не предотвращают завалов и повреждения дорожного полотна, а также блокируют выносы селевого материала в береговую зону.

Такая ситуация наблюдается практически повсеместно на проложенных вдоль моря автомобильных и железных дорогах Сахалина (рис. 1). Суммарная протяженность участков дорог, расположенных в береговой зоне, где осуществляется вынос селевого материала на пляж, составляет около 300 км.

Наибольшие объемы выноса селевого материала на участках автомобильных и железных дорог происходят на побережье залива Терпения в Макаровском районе (1,25 тыс. м<sup>3</sup> на погонный километр пляжа в год) и на юго-западном побережье Сахалина в Холмском и Невельском районах, где объемы селевых выносов колеблются от 0,1 до 1 тыс. м<sup>3</sup> на погонный километр пляжа в год [Казакова, Боброва, 2013].



Рис. 1. Карта-схема участков дорог, расположенных в приустьевой части селевых водотоков.

### Селепропускные сооружения в приустьевой части селевых водотоков на побережье Сахалина

Все водо- и селепропускные сооружения, расположенные в приустьевой части селевых водотоков Сахалина, можно разделить на три группы.

#### *Селепропускные сооружения*

В настоящее время селепропускные сооружения спроектированы и построены лишь на участке протяженностью 7,5 км на территории Макаровского района (189-197 км автодороги Южно-Сахалинск - Оха), где опасность представляют сели из 17 селевых бассейнов (рис. 2).



Рис. 2. Мостовой переход железной дороги (на переднем плане) и селепропускное сооружение под автомобильной дорогой (на заднем плане) на р. Жаровка (Макаровский район)

### *Мостовые переходы*

Спроектированные мостовые переходы иногда способны выполнять роль селепропусков. Однако большая часть мостовых переходов не всегда справляется даже с объемами воды во время паводков из-за малой площади поперечного сечения пролетного строения моста.

Железнодорожный мост на рисунке 2 чаще всего выполняет роль селепропуска при прохождении селей небольших объемов, однако при прохождении крупных грязекаменных селевых потоков боковые пролеты моста забьются селевым материалом, площадь поперечного сечения пролетной части сузится, соответственно, давление селевого потока на мост увеличится, что приведет к повреждению и разрушению полотна железной дороги.

### *Водопропускные трубы*

Чаще всего в качестве водопропускных сооружений на ручьях используются железобетонные трубы различного сечения (от 30 до 100 см в диаметре). Естественно, что эти сооружения не могут пропустить селевой поток, а также водный поток во время паводков. Трубы быстро заиливаются, забиваются и перестают выполнять свою функцию. В результате на большей части прибрежных транспортных магистралей острова селевые потоки блокируются дорожным полотном.

На рисунке 3 приведены фото водопропускных сооружений в прибрежной зоне. Водопропуски забиты селевым материалом, на дорогах видны следы селевых отложений, также часть отложений расположена в пляжевой зоне.

Вынос крупноглыбового материала, который играет роль волногасящих конструкций в защите пляжей острова, чаще всего блокируется дорожной насыпью.



Рис. 3. Водопропускные трубы на селевых ручьях о. Сахалин: фото а) и г) – юго-восточное побережье, Макаровский район; фото б) и в) – юго-западное побережье, Невельский район

### Выводы

Суммарная протяженность автомобильных и железных дорог, расположенных в приустьевых частях селевых водотоков, на Сахалине составляет около 300 км, а специально спроектированные селепропускные устройства построены только на участке протяженностью 7,5 км.

В ряде случаев роль селепропусков выполняют мостовые переходы, имеющие достаточные площади поперечного сечения пролетного строения.

Большинство из существующих в настоящее время водопропускных устройств под дорогами выполнять роль селепропусков не способны.

Для того чтобы одновременно избежать повреждения дорожного полотна селевыми потоками и не препятствовать поставке селевого материала в пляговую зону и в море, под транспортными магистралями необходимо строить селепропуски; вынесенный в береговую зону селевой материал, аккумулируясь, увеличивает мощность пляжа, защищая проходящие по берегу моря автомобильные и железные дороги от волновых воздействий.

### Список литературы

- Казаков Н.А., Генсировский Ю.В. (2008). Грязекаменные сели катастрофических объёмов в низкогорье острова Сахалин. Труды Международной конференции «Селевые потоки: катастрофы, риск, прогноз, защита», Пятигорск, Изд. Института «Севкавгипроводхоз», 45-48.
- Казаков Н.А. (2000). Геологические и ландшафтные критерии оценки лавинной и селевой опасности при строительстве линейных сооружений (на примере о. Сахалин). Дисс. канд. наук. Деп. в ВЦНТИ. М., 206 с.
- Казакова Е.Н., Боброва Д.А. (2013). Роль селевых потоков в формировании пляжей Южного Сахалина. Инженерная геология, 4: 45-51.
- Олиферов А.Н. (2007). Селевые потоки в Крыму и Карпатах. Симферополь, Доля, 176 с.
- Ресурсы поверхностных вод СССР (1973). Под ред. М. Г. Васильковского. Ленинград: Гидрометеоздат, 18(4), 263 с.



## Движение твердой фазы в турбулентном селевом потоке

**К.В. Верховов<sup>1</sup>, С.В. Рыбальченко<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>ОАУ СТК «Горный воздух», Южно-Сахалинск, Россия,  
*konstantin\_verhovov@mail.ru*

<sup>2</sup>Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Сахалинский филиал,  
лаборатория лавинных и селевых процессов, Южно-Сахалинск, Россия,  
*rybalchenko\_sv@mail.ru*

Селевая масса, вне зависимости от вещественного состава и структурно-реологического типа селя, является гетерогенной грубодисперсной двухфазной системой с твердой фазой в виде минеральных частиц и жидкой дисперсионной средой, представленной селевой суспензией. Поскольку селевая масса одновременно может содержать минеральные частицы различной плотности и крупности по своему агрегатному состоянию она является полиминеральной полидисперсной суспензией. В движущемся селевом потоке присутствует сложная система взаимодействия различных фаз. Авторами рассмотрено движение твердой фазы в турбулентном селевом потоке: седиментация минеральных частиц, взаимодействие движущегося потока и минеральной частицы (в том числе эффект Магнуса), а также взаимодействие минеральных частиц в потоке, на основе которого описаны псевдопластичные свойства турбулентного селевого потока.

*селевой поток, селевая суспензия*

## The motion of the solid phase in a turbulent debris flow

**K.V. Verkhovov<sup>1</sup>, S.V. Rybalchenko<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Sports and tourist complex "Mountain Air", Yuzhno-Sakhalinsk, Russia  
*konstantin\_verhovov@mail.ru*

<sup>2</sup>Far East Geological Institute of Far Eastern Branch Russian Academy of Science,  
Sakhalin Department, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia, *rybalchenko\_sv@mail.ru*

The mud mass, regardless of the material composition and structural-rheological type of the gel, is a heterogeneous coarse-grained two-phase system with a solid phase in the form of mineral particles and a liquid dispersion medium represented by a mud suspension. Since the mudflow mass can simultaneously contain mineral particles of different density and size in its aggregate state, it is a polymineral polydisperse suspension. In the moving debris flow there is a complex system of interaction of different phases. The authors consider the motion of the solid phase in the turbulent debris flow: sedimentation of mineral particles, the interaction of the moving flow and the mineral particle (including the Magnus effect), as well as the interaction of mineral particles in the flow, on the basis of which the pseudo-plastic properties of the turbulent debris flow are described

*debris flow, mud slurry*



## Введение

Диапазон селевых потоков по их консистенции весьма значителен в связи с этим транспортирующей средой для переноса твердой фракции селевой массы может являться вода, водно-грунтовая суспензия или высоконаполненная вязкая глинистая паста [1], этим обуславливается различие в подходах к созданию модели движения селевого потока: с позиции реологии, гидродинамики и т.д. Вне зависимости от типизации селевая масса является гетерогенной (неоднородной) грубодисперсной двухфазной системой с твердой дисперсной фазой (минеральные частицы) и жидкой дисперсионной средой (селевая суспензия).

Во многих случаях для решения прикладных инженерных задач, в том числе в вопросах инженерной защиты, движение селе рассматривается как квазиоднородное течение двухфазного потока, то есть движение твердой фазы и жидкой дисперсионной среды происходит совместно. Стоит отметить, что в модели квазиоднородного течения взаимодействия различных фаз внутри потока не рассматриваются [2]. При использовании данной модели течения селевого потока для расчетов физико-механических и динамических характеристик применяются осредненные по живому сечению величины: скорость, плотность, расход потока и т. д., что позволяет в большинстве случаев получить адекватные результаты расчетов.

Однако при решении специфических задач, особенно относительно селевых потоков движущихся в турбулентном режиме, модель квазиоднородного течения не всегда позволяет получить удовлетворительные результаты. Так, например противоселевые сооружения сквозных селеуловителей в виде стержневых решетчатых или сетчатых конструкций, оказывающих осветляющее действие на селевой поток, могут быть повреждены или разрушены вследствие неупругих деформаций, вызванных динамическими нагрузками при контакте конструкции с твердой фазой селевого потока. В данных случаях возникает необходимость рассмотреть селевой поток с позиции раздельного (расслоенного) движения двух фаз.

Селевые потоки могут иметь различный структурно-реологический тип (связные и несвязные), а также широкий диапазон плотности селевой массы (от 1,1 т/м<sup>3</sup> до 2,5 т/м<sup>3</sup>), обусловленные вещественным составом селеформирующих горных пород. Единовременно селевая масса может содержать минералы различной плотности: от 1,2 т/м<sup>3</sup> для осадочных и свыше 3,1 т/м<sup>3</sup> для магматических и метаморфических горных пород; а также минеральные частицы различных фракций: от 0,005 мм для глинистых минералов до крупных валунов и каменных глыб размером несколько метров в поперечнике. Таким образом, по своему агрегатному состоянию и вещественному составу селевая масса представляет собой полиминеральную полидисперсную суспензию.

Физика, в том числе динамика подобных консистентных сред не всегда может быть описана в рамках физики сплошных сред, поскольку в селевом потоке на границе контакта двух фаз (твердой и жидкой) физические величины (плотность, скорость и т.д.) существенно и скачкообразно меняются, а также присутствует сложная система взаимодействий твердой фазы и жидкой дисперсионной среды:

- оседание (седиментация) минеральных частиц,
- взаимодействие минеральных частиц и движущегося потока,
- взаимодействие частиц в движущемся потоке.

### Оседание минеральных частиц в селевом потоке

Дисперсионная среда, являясь жидкой фазой селевой массы, оказывает гидростатическое воздействие на минеральные частицы твердой фазы. В результате суперпозиции гидростатических сил (силы тяжести  $F_g$  и силы Архимеда  $F_a$ ) происходит оседание (седиментация) минеральных частиц в селевом потоке. Стоит отметить, что данное условие характерно лишь для селевых потоков не высокой плотности, в том числе селевых паводков. В целом рассматривая седиментацию минеральных частиц в селевом



потоке стоит отметить значительное влияние динамической вязкости на процесс оседания.

При увеличении концентрации твердой фазы в селевом потоке растет число и прочность межчастичных контактов. При определенной концентрации твердой фазы (критическая концентрация структурообразования) коагуляционная структура формируется по всему объему селевого потока, селевой поток приобретает связный структурно-реологический тип, который характеризуется ламинарным течением.

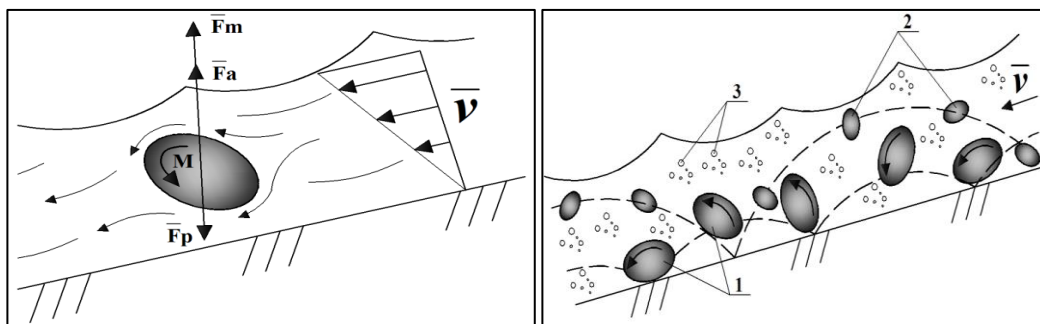
Оседание минеральных частиц (седиментация) в структурированном (связном) селевом потоке протекает в стесненных условиях, в данном случае нарушается закон Стокса.

### Взаимодействие минеральных частиц и движущегося потока

Помимо гидростатического воздействия на минеральные частицы, вызывающего их седиментацию, жидкая дисперсионная среда, движущаяся в селевом потоке, оказывает гидродинамическое воздействие на твердую фазу селевой массы.

Селевой поток, обладая значительной вязкостью, имеет градиент осредненных скоростей по глубине потока  $v$ . На неподвижную частицу рыхлообломочного материала, расположенного на склоне, набегающий поток оказывает давление. Точка приложения данной силы, а также ее направление определяется распределением скорости потока по глубине. Сила  $P$  в сочетании с силой трения  $F_{тр}$ , образуют момент сил  $M$ , вызывающий вращательное движение частицы в направлении потока (рис 3.12).

Вращение частицы в потоке создает вихревое движение, что приводит к появлению эффекта Магнуса. С одной стороны вращающейся частицы направление вихря совпадает с направлением обтекающего потока и, соответственно, скорость движения среды с этой стороны увеличивается. С другой стороны частицы направление вихря противоположно направлению движения потока, и скорость движения среды уменьшается. Ввиду этой разности скоростей возникает разность давлений, порождающая поперечную подъемную силу  $F_m$ , которая в сочетании с силой Архимеда  $F_a$  заставляет частицу всплывать в движущемся потоке (рис. 1а).



а)

б)

Рис. 1. а) Суперпозиция сил действующих на минеральную частицу, взвешенную в селевом потоке ( $v$  – градиент скоростей,  $M$  – момент силы трения и градиента скоростей потока,  $F_a$  – сила Архимеда,  $F_m$  – подъемная сила Магнуса). б) Движение минеральных частиц в селевом потоке (1 – крупная фракция; 2 – мелкая фракция; 3 – взвешенные глинистые и пылеватые частицы)

Как только частица оказывается во взвешенном состоянии, сила  $F_{тр}$  перестает воздействовать на частицу движущиеся в потоке, сила вращательного момента  $M$  снижается, а вместе с ней и подъемная сила от эффекта Магнуса  $F_m$ . Частица под действием силы тяжести снова опускается на дно потока. Таким образом, частицы внутри селевого потока двигаются скачкообразно. Длина и траектория их движения зависит от размера, формы и плотности частиц (рис. 1б).

### Взаимодействие частиц в движущемся потоке

Согласно существующей теории контактных взаимодействий реология консистентных сред, в том числе высоконаполненных суспензий с содержанием твердой фазы до 75-80% к которым также можно отнести селевые потоки, рассматривается как результат контактного взаимодействия частиц твердой фазы и образованных ими конгломератных структур и агрегатов.

Дисперсионная среда (жидкая составляющая) селевого потока при движении имеющая градиент скоростей по глубине потока приводит частицы твердой фазы во вращение посредством возникающего момента сил. В свою очередь минеральные частицы, вращаясь, за счет образования контактного слоя и эффекта присоединенной массы - явлений подробно описанных в рамках гидро- и аэродинамики, образуют агрегаты, состоящие из минеральных частиц и «связанной» ими жидкой составляющей в виде поверхностных слоев и надповерхностных вихрей. Количество «свободной» не заключенной в агрегаты дисперсионной среды, а также ее вязкость определяет вязкость всего потока (рис. 2а).

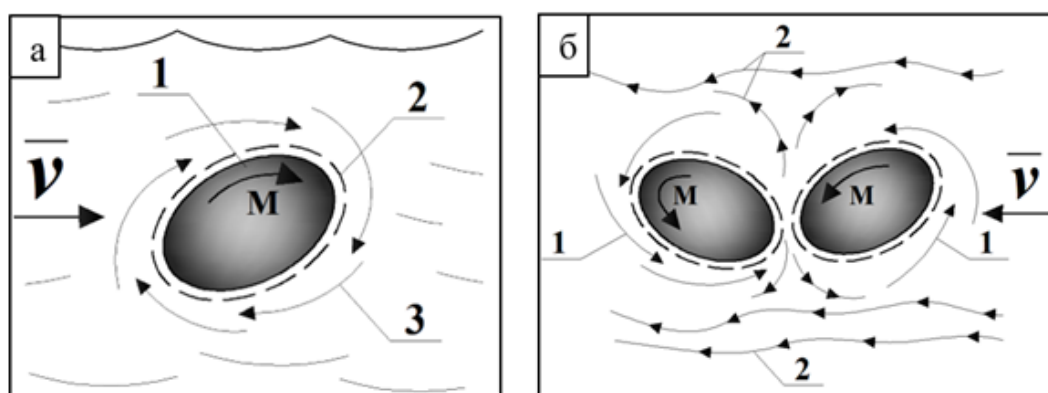


Рис. 2. а) Строение агрегата в потоке ( $v$  – движение потока,  $M$  – момент вращения минеральной частицы; 1 – минеральная частица; 2 – контактный слой; 3- присоединенная масса жидкой фазы). б) Разрушение агрегатов при контактных взаимодействиях минеральных частиц в потоке (1 – жидкая фаза, связанная в агрегатах; 2 – жидкая фаза в свободной форме).

Минеральные частицы, движущиеся в селевом потоке, обладая различными плотностями и крупностью, имея в связи с этим различные скорости движения в потоке, активно вступают в контактные взаимодействия, чему также способствует их перемещение по глубине потока в связи с оседанием и эффектом Магнуса.

В процессе движения селевого потока постоянно происходят контактные взаимодействия, в результате которых разрушаются и образуются новых агрегаты. По этой причине количество «свободной» жидкой составляющей в селевом потоке величина переменная.

При контактном взаимодействии частицы, соударяясь, минеральные частицы высвобождают связанную в агрегатах жидкую составляющую, увеличивая ее общее количество в селевом потоке в свободной форме (рис. 2б).

Таким образом, согласно теории контактных взаимодействий увеличение объема твердой фазы в селевом потоке способствует снижению количества «свободной» жидкой составляющей и увеличивает вязкость потока. Увеличение числа контактных взаимодействий, которое может быть вызвано ростом скорости потока или увеличением градиента скоростей, напротив приводит к образованию большого количества «свободной» жидкой составляющей и снижению вязкости потока.

Данные зависимости, высказанные с позиции теории контактных взаимодействий, укладываются в общую картину динамики селевого потока, который при определенных режимах течения проявляет свойства псевдопластичности, то есть вязкость его значительно зависит от скорости движения.



Стоит отметить, что некоторые особенности физики высоконаполненных суспензий, к которым также можно отнести селевые потоки на основе их агрегатного состояния, не могут быть описаны в рамках теории контактных взаимодействий. Так широко известен феномен снижения вязкости суспензий бимодального фракционного состава твердой фазы. В результате лабораторных опытов выявлено, что при определенном соотношении крупной и мелкой фракции вязкость суспензии может значительно снижаться по сравнению с суспензией аналогичной по объемному содержанию твердой фазы, но обладающей монофракционным составом. Аналогичный феномен наблюдается при лабораторных измерениях кинематической вязкости суспензий сходных по объемному содержанию твердой фазы, но различных по фракционному составу. Суспензия, имеющая более мелкую фракцию твердой фазы, обладает более низкой вязкостью, что противоречит теории контактных взаимодействий, поскольку снижение фракции твердой фазы при неизменной ее концентрации значительно увеличивает площадь активной поверхности и контактного слоя, а соответственно и объем связанной в агрегатах жидкой составляющей. Возможно, аналогичные феномены могут быть присущи и селевой массе, однако до настоящего времени эффективные измерения кинематической вязкости селевой массы в лабораторных условиях не проводились.

### Выводы

Стоит отметить, что до настоящего времени общей формулы, описывающей теорию контактных взаимодействий, не существует, не смотря на ее широкое применение для решения инженерных задач. В данном случае используется ряд эмпирических формул, полученных на основе опытных измерений для конкретных условий. Ни в одной работе не измерены непосредственно ни прочность контактов частиц в суспензии, ни их координационное число. Напротив, они вычислены для каждой обсуждаемой модели обратным подсчетом из измерений реологических параметров суспензий. Таким образом, соответствие экспериментальным измерениям всех построенных на контактных взаимодействиях теоретических моделей реологии суспензий фактически постулировано. Обратная задача - построение теоретической модели на основе реально измеренных или вычисленных сил взаимодействия частиц, в частности измеренной непосредственно прочности коагуляционных и другого рода контактов частиц, до сего времени не решена.

### Список литературы

- Флейшман С.М. (1978). Сели. Л., Гидрометеиздат, 312 с.  
Натишвили О.Г., Тевзадзе В.И. (2007). Основы динамики селей. Академия наук Грузии. Институт водного хозяйства.  
Перов В.Ф. (2012). Селеведение. Учебное пособие. М., Географический факультет МГУ, 271 с.  
Ходаков Г.С. (2003). Реология суспензий. Теория фазового течения и ее экспериментальное обоснование. Рос. хим. ж. (Ж. Рос. хим. об-ва им. Д.И. Менделеева), XLVII(2) 33–44.



## **Взаимосвязь проявлений сейсмичности и селевой деятельности в Хибинском низкогорном массиве, Кольский полуостров, Россия**

**Е.В. Гаранкина, А.А. Лукашов**

*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия, evgarankina@gmail.com, smoluk@yandex.ru*

Установлена связь катастрофических по объемам и транспортируемых на относительно короткие дистанции селевых грубообломочных выбросов и зон активных сеймотектонических преобразований в северных и южных Хибинах. Землетрясения провоцировали интенсивные древние селевых события, видимо, на этапе раннеголоценовой гляциоизостазии. Молодые выбросы ВСП за пределы собственных водосборов, предположительно, вызваны сейсмическими толчками в западных Хибинах. Таким образом, взаимодействие селевых и сейсмических событий в Хибинах может быть прослежено с конца позднего плейстоцена до наших дней.

*селевые процессы, водоснежные потоки, селевой бассейн, сейсмичность, сейсмодетформации, сейсмодислокации, тектонические нарушения, новейшие поднятия, горы, Хибины, Кольский полуостров*

## **Relationship between seismic and debris flow manifestations in Khibiny low mountains, Kola peninsula, Russia**

**E.V. Garankina, A.A. Lukashov**

*Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia evgarankina@gmail.com, smoluk@yandex.ru*

Association of debris flow episodes of catastrophic volume and short-distance transit and active zones of seismotectonic landscape transformations is established in the Northern and Southern Khibiny. Earthquakes triggered high-magnitude debris flows apparently during the Early Holocene glacioisostatic uplift. Recent seismic shakes allegedly caused younger slushflow outbursts into main river basins in the Western Khibiny. Thus, interrelation of debris flow and seismic events in the Khibiny could be traced from end of the Late Pleistocene up until now.

*debris flows, slushflows, debris flow basin, seismicity, seismic deformations, seismic dislocations, tectonic faults, uplift, mountains, Khibiny, Kola*

### **Введение**

Хибинские тундры – изолированные горы (высшая точка 1201 м) на Кольском полуострове приурочены к эродированному массиву щелочных пород палеозоя. После геологически длительной эпохи тектонического покоя неотектоническое поднятие сформировало и оживило здесь сеть разрывных нарушений, активность которых подчеркивают современная сейсмичность и следы древних землетрясений (палеосейсмодетформации). Территория относится к области относительных новейших поднятий со скоростями  $+4...+6 \pm 1$  мм/год [Пожиленко и др., 2002]. В краевых частях, где



воздымание массива контрастирует с компенсационным прогибанием равнин, сформировались зоны сейсмодислокаций. Раздробленные борта крупных долин и внешние склоны Хибин, унаследовавшие амплитудные тектонические нарушения, являются ареной энергичных обвалов, камнепадов, осыпей [Ананьев, 1998; Романенко и др., 2011]. Местами рыхлый чехол с них полностью сорван, а у подножия встречаются тела древних сейсмообвалов и зоны тектонического «встряхивания» в днищах.

Считается, что рисунок долинной сети Кольского полуострова унаследован с доледникового времени, а современный облик горных долин обусловлен ледниковой обработкой и аккумуляцией моренных и флювиогляциальных толщ, расчлененных наложенной эрозией сетью [Арманд, 1960; Пожиленко и др., 2002]. Однако многолетние исследования [Романенко и др., 2011; Беляев и др., 2018] показывают важную, а местами и ведущую роль селевых процессов в преобразовании рельефа долин на постледниковом этапе. Микросотрясения могут провоцировать водокаменные сели и водоснежные потоки (ВСП) [Черноморец, 2005]. Следы последних обнаруживаются в долинах Хибин всех порядков [Перов, 1966; 1999; Сапунова, Сапунов, 1979], тогда как признаки типичных селей – реже. Здесь выявлено более 200 очагов развития ВСП, активных на протяжении последнего полувека, и установлены основные генетические особенности ВСП [Водоснежные ..., 2001; Hestnes, Kristensen, 2010].

Современная и палеодинамика ВСП, взаимодействие с прочими экзогенными процессами, пораженность бассейнов и угроза проявлений ВСП в зависимости от сочетания геолого-геоморфологических, сейсмотектонических и климатических условий остаются недостаточно исследованными. Катастрофические проявления ВСП представляют угрозу для горнодобывающей, транспортной, туристической инфраструктуры и жизни людей. Изучение строения ряда селеносных хибинских долин позволяет говорить, что повторяемость и мощность ВСП (и прочих селевых явлений) зависит от морфологии, истории развития и возраста бассейнов [Беляев и др., 2018].

Исследование направлено на сопоставление морфологических следов сейсмической активности и селевой деятельности в Хибинских горах. Для этого рассмотрены сейсмические условия Хибин, особенности их проявления в современном рельефе гор и прилегающих равнин; определены зоны активных сейсмотектонических преобразований; выявлены среди форм аккумулятивного селевого рельефа те, чьи параметры, состав либо геоморфологическая позиция не отвечают интенсивности нормальных ВСП; проанализировано их распространение в пределах выделенных зон активных сейсмодислокаций.

### Объект исследования

*Сейсмичность Хибин* связана с коровыми гипоцентрами, располагающимися обычно на глубинах 5-25 км. По данным сейсмомониторинга в период с 1998 по 2009 годы, Хибинский и Ловозерский массивы приурочены к одной из главных сейсмогенных зон Кольского п-ова. Данная зона – полоса северо-восточного простирания, отслеживаемая от района озера Паанаярви через куттовую часть Кандалакшской губы до низовий р. Харловки. Магнитуда землетрясений в пределах Кольского севера за последние 600 лет редко превышала 5. Однако в линейных зонах, ограничивающих локальные поднятия и разделяющих крупные структуры, фиксируются многочисленные резкие неогенные дислокации. Их морфологическая выраженность указывает на голоценовые сейсмические события более высоких энергетических классов. Рассчитанные специалистами Горного института Кольского научного центра РАН значения интенсивности колебаний земной поверхности в результате ряда землетрясений превышают 7 баллов, положенных в основу карт сейсмического районирования 1997 года [Калашник, Максимов, 2016].

Деформации района обусловлены интерференцией разнонаправленных движений, в том числе – и гляциоизостатической природы. Интенсивные сводово-глыбовые



поднятия узловых очаговых структур (Хибинские и Ловозерские тундры) контрастируют с унаследованным, частично новообразованным относительным опусканием прилежащих озёрных котловин Имандры, Умбозера, Ловозера. В Хибинском и Ловозерском массивах донеогенный пенеплен Балтийского щита поднят за неоген-четвертичное время на 600-1100 м [Граве М.К., Граве Л.М., 1971]. Днища компенсационно опущенных озёрных грабенов погружены на 50-150 м относительно уровня Прихибинской равнины.

В ходе неотектонического этапа развития земной коры происходило дробление и неравномерное воздымание отдельных глыб и блоков Хибин, которым соответствуют разновысотные полуизолированные возвышенности. Блокоразделяющие нарушения демонстрируют амплитудный характер, причем проявляет себя как сбросово-взбросовая, так и сдвигово-раздвиговая кинематика. В рельефе краевых зон Хибинского массива местами развиты лабиринтоподобные зоны свежих дизъюнктивных нарушений [Николаева, 2014] (рис. 1). Отдельные сейсмодислокации фиксируются и вдоль зон «сквозных» блокоразделяющих нарушений, пересекающих всю островную горную страну.

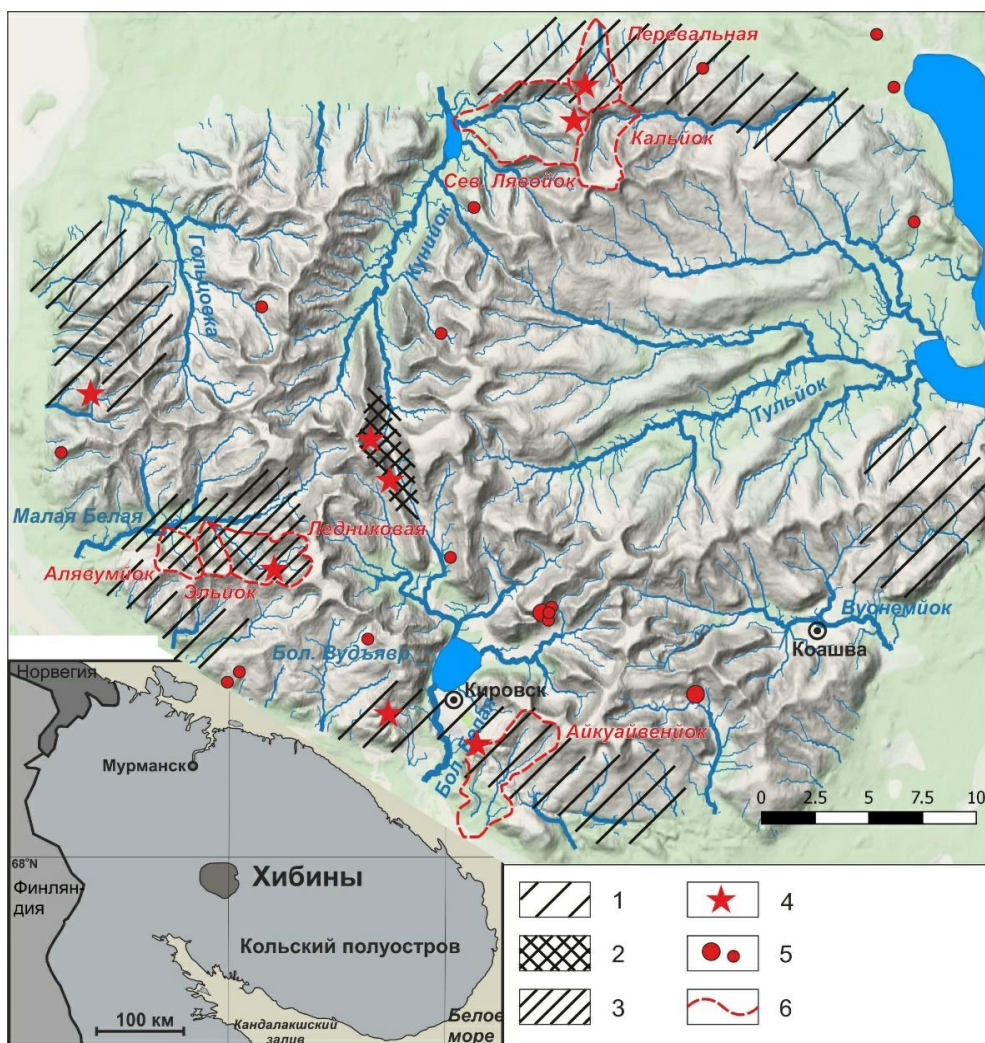


Рис. 1. Следы сеймотектонических и селевых событий в Хибинском горном массиве (по Авенариус, 1989; Николаева, 2003, 2014; Романенко и др., 2004 с изменениями). Условные обозначения: районы развития сейсмодислокаций в пределах: 1 – краевых дизъюнктивных зон массива; 2 – сквозного блокоразделяющего нарушения; 3 – контрастных зон блокоразделяющих нарушений. 4 – зоны наиболее крупных сейсмообвалов. 5 – эпицентры землетрясений с магнитудами 0.19-2.8. 6 – исследованные селевые бассейны



*Селевые явления Хибин* принадлежат Кольской селевой области холодной зоны – региону развития климатически обусловленных селевых явлений средней активности, снегового и дождевого (с преобладанием снегового) типа [Perov et al., 2017]. Здесь господствует подтип водоснежных потоков, формирующихся в водотоках преимущественно первых порядков. Селевой период продолжается с мая по август, его пик приходится на май-июнь. Средняя площадь селевых водосборов составляет 6 км<sup>2</sup>, средний уклон «селенесущих» водотоков - 122‰. Длина потоков достигает 3,5 км, объём глыбово-щебнисто-мелкозёмистых масс – совокупно с фирновой толщей – может составить до 50 тыс. м<sup>3</sup>, мощность свежих селевых выбросов достигает 7 м [Перов, 1966].

ВСП принципиально отличаются от типичных селей преобладанием смеси комков и зерен снега с водой (20-70%) и низким содержанием обломочного материала (<5–12% объема), что обуславливает их низкую плотность. Тем не менее, они обладают высокой эродирующей способностью за счет кинетической энергии фронта волн. После таяния зоны разгрузки фиксируются одиночными обломками или маломощным (до 0,5 м) слоем несортированного грубого материала ячеистой текстуры [Водоснежные..., 2001; Chernous, 2006; Hestnes, Kristensen, 2010]. В зоне транзита часты размывы и заплески снежно-обломочной массы на поворотах потока, где его фронтальная часть ударяется в борта долин или эрозионных врезов.

### Результаты и обсуждение

Материал наших 25-летних исследований позволяет выявить отчётливые морфологические следы мощных сейсмических и селевых событий голоцена и признаки их взаимосвязи в наиболее активных зонах Хибинских гор (рис. 1).

#### *Южные Хибины (бассейн рек Большой Белой и Айкуайвенйока)*

Наибольшая пространственная плотность сейсмодислокаций приурочена к зоне Южно-Хибинских дислокаций, выделенной И.Г. Авенариус [1989] и прослеженной нами на более чем 20 км – от среднего течения р. Ловчоррйок до южных отрогов массива Вудъяврчорр. Лабиринт тектонических ущелий общего западно-северо-западного направления включает как плейстоценовые элементы, днища которых частично заполнены мореной последнего покровного оледенения, так и свежие расколы с отвесными первично-тектоническими бортами, на которых часты «выколы», камины и зияющие трещины (рис. 2а).

Эпицентр одного из землетрясений явственно запечатлен свежим шлейфом сейсмообвалов и максимальной раздробленностью скальных стенок голоценовых ущелий (рис. 2б). Здесь локализована и одна из крупнейших зон торможения селевых потоков, зарождающихся в истоках Айкуайвенйока. В двучленном селевом очаге, эпизодически выступающем и в роли очага ВСП, на юго-западных склонах Айкуайвенчорра в диапазоне абс. высот 800-900 м сосредоточена частично промороженная морена каровых ледников. Сотрясение рыхлых масс – при благоприятном ходе весенних метеорологических элементов, как показывает опыт изучения таких явлений на Кавказе [Черноморец, 2005], в состоянии мобилизовать достаточные объёмы вещества. Аккумулятивное тело в верховьях Айкуайвенйока прослеживается на расстоянии до 1,5 км при ширине 200 м непосредственно перед резким поворотом реки. Система параллельных современному руслу и кулисно располагающихся валунных грив создаёт рисунок «селевого гравирования» поверхности (рис. 2г).



а



б



в



г

Рис. 2. Зона Южно-Хибинских дислокаций: а) подножие Айкуайвенчорра (фото Н. Новиковой); б-в) камин, зияющие трещины и стенка тектонического ущелья, разрушенного сейсмическим воздействием (фото И. Доценко и Е. Гаранкиной); г) зона торможения селевых потоков и ВСП в днище долины Айкуайвенйока (фото А. Лукашова).

Ещё один селевой эпизод, спровоцированный сейсмообвалом, датируемым 3940-3630 лет до н.э., оставил специфический морфологический и гидрографический след в верхнем течении левого притока р. Бол. Белой [Романенко и др., 2011]. В верховьях сохранилась стенка срыва катастрофического обвала, приведшего к выплеску из небольшого озера (тектонического и в то же время моренно-подпрудного происхождения) практически всей его водной массы (рис. 3). Селевая волна распространилась на 1,5 км южнее, оставив по выходе из ущелья, у подножия массива сложно построенный, лопастивидный конус. На его наклонной к югу поверхности веерообразно расходятся песчано-валунно-глыбовые гряды шириной до 30 м и высотой до 2 м. Конус прижал водоток к правому борту долины, подпрудив небольшой правый приток и постепенно превратив его днище в озёрно-болотную ложбину. Низы накопившейся в ней 2-х-метровой толщи торфа датированы указанным временем, по-видимому, дающим представление о моменте стабилизации после схода сейсмогенного селя.

Выплеск водной массы озера ударом лавины в сейсмичной зоне может быть причиной эпизодического возникновения ВСП на правобережье р. Бол. Белой в створе г. Кировска. Западный фланг Южно-Хибинских дислокаций представлен двумя сближенными субширотными тектоническими ущельями. Здесь, у юго-юго-восточного подножия Вудъяврчорра сформировался своеобразный динамический аппарат, включающий лавинный лоток эрозионного происхождения, стометровое озеро тектонической природы и коленчатый в плане аномально глубокий (до 20 м) свежий V-образный эрозионный врез, выводящий к зоне торможения ВСП (рис. 4).





Рис. 3. Зона зарождения селя под стенкой срыва сейсмообвала в верховьях притока р. Бол. Белой, 3 км южнее г. Кировска. Фото С. Яровой.



Рис. 4. Динамический аппарат, объединяющий желоб руч. Лавинного, оз. Неправильное и эрозионный врез, эпизодически канализирующий ВСП (на среднем плане слева). Фото А. Лукашова.

### *Северные Хибины (бассейн р. Куны)*

Район слабо изучен в отношении катастрофических процессов и, в отличие от южных и западных частей массива, слабее подвергся воздействию оледенения, что позволяет рассматривать историю его развития как пример преобладания флювиально-пролювиальных процессов в формировании рельефа долин.

В верховьях Сев. Лявойока, Перевальной и Кальйока расположен узел мощных сейсмодетформаций. Его маркируют крупные тела сейсмообвалов под крутыми стенками каров, холмисто-западинный рельеф сеймотектонического «встрягивания» и зияющие трещины на раздробленных бортах долин (рис. 5а-в). В то же время малые притоки Сев. Лявойока (рис. 5г) и верховья Перевальной осложняют крупные конусы выноса, не сопоставимые с современной флювиальной и селевой активностью. Они смещены на расстояния  $\leq 200-500$  м, достигая 5-10 м высоты.

Яркий пример – накопление супесчано-щебнисто-глыбовой толщи в верховьях нижнего левого притока Сев. Лявойока (рис. 6). Здесь скальный цоколь перекрыт восьмиметровой селевой пачкой, выброшенной из водосборной воронки при катастрофическом, возможно, сейсмически спровоцированном событии давностью более нескольких веков (судя по характеру лесной растительности). Причиной его могло стать совокупное гляциоизостатическое поднятие и тектоническое «всплывание» Хибинской интрузии. Масса обводнённого материала «соскользнула» по наклонному скальному руслу и остановилась на участке его выполаживания. Этому предшествовала меньшая по объемам аккумуляция в среднем течении. Оба аккумулятивных уровня ныне прорезаны ручьем, а самые свежий пролювиальный материал выбрасывается вплоть до низовьев.

### *Западные Хибины (бассейн р. Мал. Белой)*

Испытав интенсивное воздействие горных и покровных ледников, бассейн р. Мал. Белой богат цирками и трогами с комплексом ледниковых отложений. Большая его часть – арена действия мощных гравитационных процессов, интенсивнее протекающих на отвесных бортах главной долины и ее притоков и обусловленных сеймотектонической активностью крупного блокораздела.

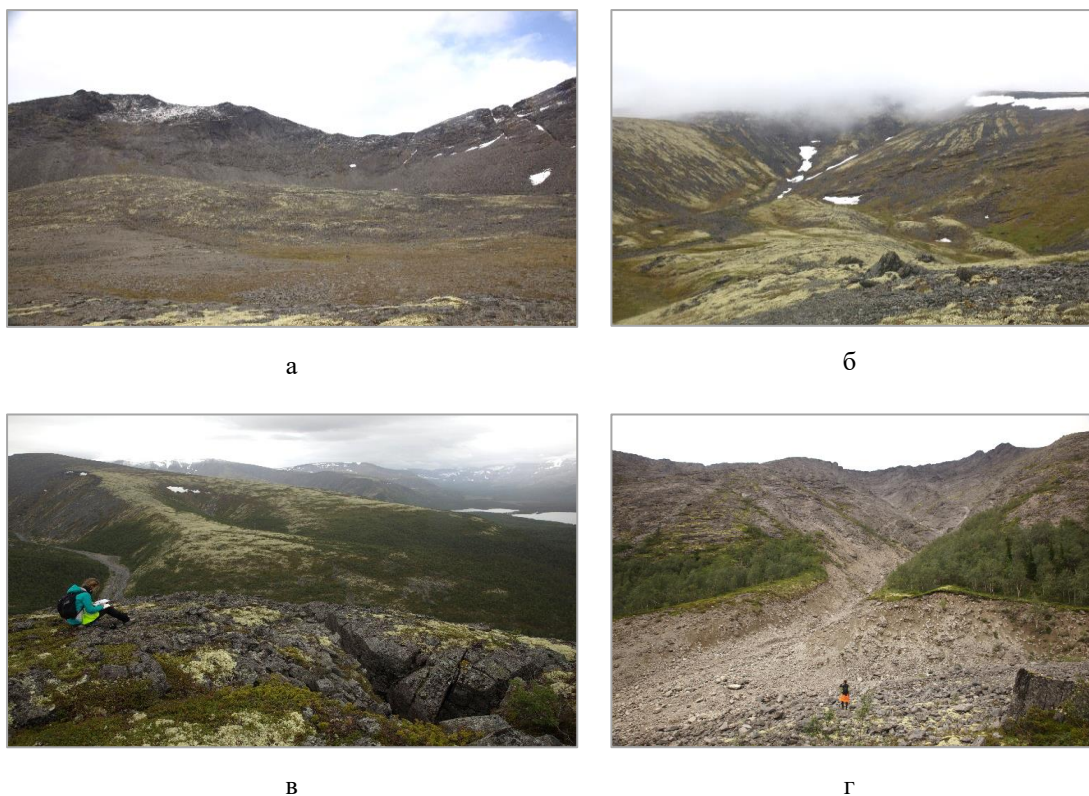


Рис. 5. Следы проявлений сейсмической и селевой деятельности в Северных Хибинах: а) сейсмообвал в Северолявойокском каре; б) холмисто-западинный рельеф сеймотектонического «встряхивания» в днище долины р. Перевальной с наложенным конусом ВСП; в) зияющие трещины на правом раздробленном борту долины Сев. Лявойока и г) мощный древний конус соседнего малого правого притока. Фото Е. Гаранкиной.



Рис. 6. Селевая толща и венчающая ее цементированная щебнисто-глыбовая пачка в верховьях левого нижнего притока Сев. Лявойока. Фото А. Халяпина.

Малые долины на ее левобережье несут следы интенсивных селепроявлений. В верхнем и среднем течении, в силу высоких скоростей ВСП в зоне транзита, рыхлый чехол полностью сорван со скального ложа (рис. 7б). А мощные выбросы селевого материала из соседних малых долин отложились в широких днищах принимающих трогов (рис. 7а). Поперечники конусов достигают 150-400 м, превышения – 10-15 м над перепиливающими их водотоками. Их валунно-глыбовая поверхность практически не задернована (рис. 7г). Конус в долине Мал. Белой обнаружен на аэрофотоснимках конца 1950-х гг. и на первых схемах Хибинского массива конца 1920-х – начала 1930-х гг., что

позволяет говорить о мощном выплеске ВСП не ранее начала прошлого века. Изначально он имел форму слегка изогнутой капли, «падающей» на север. Наложение современных границ незалесенной поверхности показало, что он значительно зарос по краям криволесьями. Его толща подрезана водотоком и на глубину 5 м демонстрирует несколько наложенных генераций селевых наносов (рис. 7в), постепенно отгеснивших само русло ручья к востоку. Селевой конус опирается на заболоченную поверхность, поросшую еловым лесом с замшелыми глыбами, ложбинками и протоками. Сквозь 1,5-метровый уступ вода фильтруется в мелкие озерца. Полоса шириной 50-120 м между краем молодого конуса и берегом Мал. Белой относится к более древней селевой аккумуляции. Она перекрывает пойму реки и некогда отодвинула ее русло до 300 м к северо-западу.



а



б



в



г

Рис. 7. Долина Алявумйока: а) конус выноса в днище долины р. Мал. Белой и транзитно-аккумулятивная зона ВСП (фото Е. Бутузовой); б) зона зарождения и транзита ВСП (фото Д. Лобачевой); в) зона торможения ВСП (фото В. Беляева); г) молодой валунно-глыбовый конус (фото Е. Гаранкиной).

### Заключение

Значительный объем переносимого материала, достаточно высокая повторяемость ВСП и селей – на фоне заметной сейсмической активности региона, практическое отсутствие «нормальных» русловых форм в горных долинах Хибин позволяет рассматривать ВСП и сели в качестве ведущих агентов перераспределения материала в днищах. Установлена определенная связь катастрофических по объемам и транспортируемых на относительно короткие дистанции селевых грубообломочных выбросов и зон активных сеймотектонических преобразований в северных и южных Хибинах. Землетрясения играли определенную роль в развитии древних ВСП и селей, видимо, на этапе интенсивной раннеголоценовой гляциоизостазии. Молодые выбросы ВСП за пределы собственных водосборов, предположительно, спровоцированы сейсмическими толчками на левобережье Мал. Белой. Таким образом, взаимодействие селевых и сейсмических событий в Хибинах может быть прослежено с конца позднего плейстоцена до наших дней.



### Список литературы

- Авенариус И.Г. (1989). Морфоструктурный анализ зоны новейших дислокаций на южном склоне Хибин. Геоморфология, 2: 52-57.
- Ананьев Г.С. (1998). Катастрофические процессы рельефообразования. М., Изд-во Московского университета.
- Арманд А.Д. (1960). Очерк формирования рельефа и четвертичных отложений Хибинских тундр. В кн.: Вопросы геоморфологии и геологии осадочного покрова Кольского полуострова. Т. I. Апатиты: Геологический институт РАН, 32-80.
- Беляев В.Р., Иванов М.М., Романенко Ф.А. и др. (2017). Водоснежные потоки в малых горных долинах Хибин. В кн.: Маккавеевские чтения – 2017. Под ред. Р.С. Чалова. М., Геогр. ф-т МГУ, 2018 (в печати).
- Водоснежные потоки Хибин (2001). Под ред. А.Н. Божинского, С.М. Мягкова. М.: Геогр. ф-т МГУ, 167 с.
- Граве М.К., Граве Л.М. Геоморфологическая карта масштаба 1 :200 000. Атлас Мурманской области. 1971. С. 8.
- Калашник А.И., Максимов Д.А. О подходе к оценке сейсмического риска и районированию Кольского полуострова применительно к поверхностным линейно-протяжённым объектам // Вестник КНЦ РАН. 2016. № 2(25). С. 44-51.
- Николаева С.Б. Складчатые деформации в позднеплейстоценовых отложениях Хибин (центральная часть Кольского полуострова): морфология и генезис // Вестник МГТУ, Т. 17, № 2, 2014 г. С. 329-339.
- Перов В.Ф. Селевые потоки Хибинского горного массива // Вестник МГУ. География. 1966. № 1. С. 106-109.
- Перов В.Ф. Селевые явления. Терминологический словарь. М.: Изд-во МГУ. 1996.
- Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В., Жабин С.В. (2002). Геология рудных районов Мурманской области. Апатиты, КНЦ РАН, 359 с.
- Романенко Ф.А., Лукашов А.А., Шилова О.С. (2011). Катастрофические гравитационные процессы на севере Европейской России и опыт их абсолютного датирования. Геоморфология, 1: 87-94.
- Сапунова Г.Г., Сапунов В.Н. (1979). Следы действия водоснежных потоков. Материалы гляциологических исследований, 35: 201-202.
- Черноморец С.С. (2005). Селевые очаги до и после катастроф. М., Научный мир, 182 с.
- Chernous P. (2006). Destroying avalanche-like processes in the Khibiny Mountains: damage mitigation In: Disaster Mitigation of Debris Flows, Slope Failures and Landslides. Tokyo, Japan.
- Hestnes E., Kristensen K. (2010). The diversities of large slushflows illustrated by selected cases. Proceedings of the International Snow Science Workshop.
- Perov V., Chernomoretz S., Budarina O., Savernyuk E., Leontyeva T. (2017). Debris flow hazards for mountain regions of Russia: regional features and key events. Natural Hazards, 88(1 Suppl.): 199–235. doi 10.1007/s11069-017-2841-3.



## К анализу существующих методов определения скорости селевого потока

**К.А. Гегиев, А.Х. Шерхов, З.Ж. Гергокова**

*ФГБУ «Высокогорный геофизический институт», Нальчик, Россия,  
fff.ddd.11@mail.ru, zayna.gerg@mail.ru*

В данной статье рассматриваются дополнения к анализу ряд существующих эмпирических формул по определению скорости сошедшего селевого потока с натурными скоростями (7 примеров) приведенные в статье Н.В. Рухадзе [1984]. По результатам анализа определены рекомендуемые для практического использования (при натурных обследованиях русла селевого водотока) эмпирические расчетные зависимости по определению скорости сошедшего селевого потока по руслу реки. Выбранные формулы не требуют определения значения удельного веса твердой фазы, удельного веса селя, относительной гидравлической крупности селевой массы, процент твердой составляющей селей и др. параметров, которые весьма затруднительно определить после схода селя.

*сель, уклон русла, глубина потока, скорость селевого потока, селевая масса*

## The analysis of existing methods of determining the mudflow velocity

**K.A. Gegiev, F.Kh. Sherkhov, Z.J. Gergokova**

*FSBI "High-Mountain Geophysical Institute", Nalchik, Russia, fff.ddd.11@mail.ru,  
zayna.gerg@mail.ru*

This article considers additions to the analysis of a number of existing empirical formulas for determining the velocity of the descent mudflow with full-scale velocities (7 examples) given in the article by N.V. Rukhadze [1984]. Based on the results of the analysis, the empirical calculated dependences recommended for practical use (in field surveys of the riverbed flow) for determining the velocity of the mudflow of descending the river bed were determined. The selected formulas do not require the determination of the specific gravity of the solid phase, the specific gravity of the mud, the relative hydraulic size of the mudflow, the percentage of the solid component of the mud flows and other parameters that are very difficult to determine after the mudflow.

*mudflow, the slope of channel, the depth of the flow, the velocity of debris flow, mudflow mass*

Для определения скорости селевого потока необходимы данные основных параметров, таких как уклон и ширина русла, средняя высота селевого потока, удельный вес твердой фазы и удельный вес селя, гидравлический радиус и др. Так как сели исследуются в основном после схода селевого потока, точное определение значений удельного веса твердой фазы удельного веса селя, относительной гидравлической крупности селевой массы, процента твердой составляющей селя и др. параметров весьма затруднительно. В связи с этими для анализа нами пополнен ряд рассмотренных в статье [Рухадзе, 1984] другими существующими эмпирическими формулами для определения



скорости потока в которых можно использовать данные, легко определяемые по оставленным следам и меткам сошедшего селя.

Сравнительный анализ сделан по натурным данным скоростей ( $V_n$ ) селевого потока, указанным в литературе [Херхеулидзе И.И., 1970].

Формула определения скорости селевого потока, полученная из упрощенной формулы

$$V_c = \alpha \sqrt{d_{\max}} = 4 \sqrt{d_{\max}} \quad (1)$$

где  $\alpha$  – параметр, в среднем принимаемый ( $\alpha=4$ ) [Соколовский, 1947; Болдаков, 1972],  $d_{\max}$  – максимальный диаметр включения, вынесенного селевым потоком.

Для горных потоков большой мутности и переходных к селевым была предложена формула [Руководство..., 1976]:

$$V_c = 6.5 h_{cp}^{2/3} \cdot i^{1/4} \cdot \frac{1}{a_c} \quad (2)$$

где:  $h_{cp}$  – средняя глубина селевого потока;  $i$  – уклон исследуемого селевого русла;

$$a_c = \left[ \frac{\gamma_T (\gamma_C - 1)}{\gamma_T - \gamma_C} + 1 \right]^{1/2} \quad (3)$$

в которой:  $\gamma_T$  – удельный вес твердой фазы селевого потока (2,4 - 2,7 т/м<sup>3</sup>);  $\gamma_C$  – удельный вес селевого потока (1.1 – 2.2 т/м<sup>3</sup>).

Для наносоводных селевых потоков (при  $\gamma_C$  до 1.1 т/м<sup>3</sup>) [Херхеулидзе И.И. и др., 1977; РД 52.30238-89, 1990; Никулин, 2005]:

$$V_c = 4.5 h_{cp}^{2/3} \cdot i^{1/6} \quad (4)$$

Для грязевых и грязекаменных селей (при  $\gamma_C$  от 1.14 до 2.29 т/м<sup>3</sup>) [Херхеулидзе И.И., 1970; Рухадзе, 1984; Никулин, 2005]:

$$V_c = 3.75 \sqrt{h_{cp}} \cdot \sqrt[6]{i} = 3.75 h_{cp}^{1/2} \cdot i^{1/6} \quad (5)$$

Формулы Болдакова Е.В. [Болдаков, 1972; Рухадзе, 1984]:

$$V_c = 15 h_{cp}^{2/3} i^{1/2} \left( \frac{0.70 - S_0}{0.70} \right)^{1/2} \quad (6)$$



$$V_c = 10h_{cp}^{2/3} i^{1/2} \left( \frac{0.70 - S_0}{0.70} \right)^{1/2} \quad (7)$$

где расчетная концентрация твердого материала для пиковой фазы селя определяется по формуле [Флейшман, 1978; Рухадзе, 1984]:

$$S_{0p} = \frac{S_{пт} \lambda_{S_p}}{1 + \frac{0.0555}{\mu(I:1000)^{X_2}}} \quad (8)$$

Здесь  $\lambda_{S_p}$  - переходный коэффициент от обеспеченности  $p=1\%$  к заданной обеспеченности (равный единице при  $p=1\%$ );  $\mu$  - коэффициент селеносности бассейна, определяемый по формуле:

$$\mu \geq 0.063I^{0.40} \quad (9)$$

где  $I$  – средний уклон главного тальвега в ‰,

$$X_2 = \frac{2,0}{(I + 32)^{0.2}} \quad (10)$$

Объемная концентрация, осредненная за весь паводок, определяется по формуле:

$$\bar{S}_{0p} = 1.065(S_{0p})^{1.25} \leq 0.645 \quad (11)$$

Формула Ростомова Г.Д. для галечно-валунных русел горных рек [Ростомов, 1969; Херхеулидзе И.И. и др., 1977]:

$$V_c = 11.6h_{cp}^{0.5 + \frac{0.74}{2.3 + 0.35h^2}} \cdot i^{0.36 + 2i} \quad (12)$$

Для критического (или волнового) режима без учета уклона  $i$  и влияния твердой фазы  $\omega_{от}$  рекомендуется формула [Херхеулидзе И.И., 1970; Херхеулидзе И.И. и др., 1977; Херхеулидзе Г.И., 1977; Флейшман, 1978; Рухадзе, 1984]:

$$\left. \begin{aligned} V_c &= \alpha \sqrt{h_{cp}} \\ V_c &= 2.78 \sqrt{h_{cp}} = 2.78 \cdot h_{cp}^{1/2} \end{aligned} \right\} \quad (13)$$

где:  $\alpha$ - параметр, изменяющийся в пределах 2-3,  $h_{cp}$  - средняя глубина селевого потока.



Формула И.И. Херхеулидзе для средней скорости селевого потока (равномерный режим) без учета твердой фазы [Ростомов, 1969; Флейшман, 1978; Рухадзе, 1984; РД 52.30.238-89, 1990, и др.] имеет вид:

$$V_c = 1.54 \sqrt{gh_{cp}} \sqrt[4]{i} = 4.83 h_{cp}^{0.5} i^{0.25} \quad (14)$$

где:  $h_{cp}$  – средняя глубина селевого потока;  $i$  – средний уклон русла на участке исследуемого створа.

Формула для максимальной скорости, не учитывающая твердой фазы [Флейшман, 1978]:

$$V_{max} = 10.75 \cdot h^{0.55} \cdot i^{0.33} \quad (15)$$

Решение системы уравнений на ЭВМ для описанного массива 76 точек по формуле 13 приближенного расчета средней скорости селевого потока с учетом твердой фазы [Ростомов, 1969; Рухадзе, 1984]:

$$V_c = 4.9 \cdot 1.06h^{0.47} i^{0.22} = 5.2h^{0.47} \cdot i^{0.22} \quad (16)$$

где:  $h$  – средняя глубина селевого потока;  $i$  – средний уклон исследуемого селевого русла.

Сравнивая выражения (13), (14) и (15) заметим, что параметры этих формул различаются весьма незначительно, что подтверждает надежность полученных результатов [Рухадзе, 1984].

Формула скорости селевого потока, полученная в результате функционального анализа, не учитывающая влияние твердой фазы имеет вид [Флейшман, 1978]:

$$V_c = 3.98h_{cp}^{0.508} i^{1/6} \quad (17)$$

После анализов существующих формул, выражение (17) нами усовершенствовано путем ввода коэффициента погрешности  $K_i=1.1$ , т.е. принимает вид:

$$V_c = 3.98 \cdot 1.1 \cdot h_{cp}^{0.505} \cdot i^{1/6} = 4.4 \cdot h_{cp}^{0.5} i^{0.17} \quad (18)$$

Сравнительные результаты расчета скоростей селевого потока по формуле (19) дают наилучшее приближение к натурным данным (таблица 1).

Формула скорости селевого потока при равномерном (мгновенный) режиме без учета влияния твердой фазы (формула Мосткова М.А.) [Флейшман, 1978]:

$$V_c = 1.09h_{cp}^{2/3} \cdot i^{1/3} \quad (19)$$





### Анализ аналитических расчетных формул скорости селевого потока

Для сравнительного анализа расчетных формул (2,4-7,12-19) нами выбран ряд натуральных данных, полученных по семи примерам при различных данных (средней высоты селевого потока, уклона русла, удельного веса твердой фазы селя и удельного веса селя) [Ростомов, 1969].

Для оценки точности полученных результатов используется коэффициент среднеарифметического отношения между натурными ( $V_n$ ) и вычисленными ( $V_{выч}$ ) значениями скорости селевого потока:

$$K_i = \frac{V_{ni}}{V_{выч.i}} \quad (20)$$

$$\overline{K}_i = \frac{\sum_{i=1}^n K_i}{n} \quad (21)$$

характеризующие непосредственные поправки к формуле скорости.

Натурные данные для сравнительного анализа формул (2, 4-7, 12-19) приведены в таблице 1 [Ростомов, 1969].

Таблица 1. Натурные данные для сравнительного анализа формул (2, 4-7, 12-19)

№ примера	$h_{ср}$ м	$i$	$\gamma_c$ т/м <sup>3</sup>	$\gamma_T$ т/м <sup>3</sup>	$S_0$	$\omega_{от}$	$V_n$
1	11,2	0,2	2,0	2,75	0,571	0,19	11,28
2	1,5	0,077	2,0	2,75	0,571	0,19	4,33
3	6,40	0,077	2,10	2,75	0,628	0,109	7,40
4	2,20	0,04	2,0	2,75	0,571	0,19	3,25
5	1,20	0,04	2,0	2,75	0,571	0,19	3,10
6	0,08	0,296	1,92	2,65	0,558	0,209	1,21
7	1,0	0,232	1,05	2,65	0,03	0,957	3,40

Результаты расчетов по формулам (2, 4-7, 12-19) и сравнение их по семи натурным примерам по таблице 1 приведены в таблице 2.

### Вывод

Как видно из таблицы 2, наилучшее приближение к натурным данным дают формулы (5), (12), (16), (17), (18), совместное применение которых позволит взаимоконтролировать при расчете скорости селевого потока при практической исследовании селевого водотока по следам и меткам сошедшего селя.

Зная площадь поперечного сечения  $F$  (м<sup>2</sup>) и скорость селевого потока, можно определить еще один параметр – расход селя  $Q_c = V_c \cdot F_c$  м<sup>3</sup>/с.



Таблица 2. Результаты расчета скоростей селевых потоков.

№ при-мера	Пара-метр	Формула ( $V_{\text{выч}}$ )												
		2	4	5	6	7	12	13	14	15	16	17	18	19
1	V	10.09	17.25	9.60	14.41	9.61	11.7	9.30	10.8	23.9	11.36	10.33	11.2	3.2
	Ki	1.12	0.65	1.18	0.78	1.17	0.96	1.21	1.04	0.47	0.99	1.09	1.01	3.52
2	V	2.08	3.84	2.98	2.34	1.56	4.19	3.39	3.10	5.77	3.58	3.16	3.48	0.61
	Ki	2.08	1.13	1.45	1.85	2.78	1.03	1.28	1.40	0.75	1.20	1.37	1.24	7.1
3	V	4.96	10.1	6.16	4.59	3.05	8.53	7.09	6.44	12.8	7.08	6.6	7.2	1.60
	Ki	1.49	0.73	1.20	1.61	2.43	0.87	1.04	1.15	0.58	1.04	1.12	1.02	4.62
4	V	2.27	4.44	3.25	2.18	1.45	4.83	4.12	3.20	5.73	3.71	3.43	3.77	0.63
	Ki	1.43	0.73	1.0	1.49	2.24	0.67	0.79	1.02	0.57	0.88	0.95	0.86	5.16
5	V	1.52	2.97	2.40	1.45	0.97	3.22	3.04	2.36	4.1	2.79	2.53	2.79	0.42
	Ki	2.04	1.04	1.29	2.14	3.20	0.96	1.02	1.31	0.76	1.11	1.22	1.11	7.3
6	V	0.428	0.683	0.866	0.684	0.455	0.459	0.786	1.01	1.8	1.21	0.76	1.01	0.13
	Ki	2.83	1.77	1.40	1.77	2.66	2.64	1.54	1.20	0.67	1.0	1.59	1.2	9.3
7	V	4.34	3.52	2.92	7.04	4.70	3.48	2.78	3.35	6.64	3.77	3.1	3.43	0.41
	Ki	0.78	0.96	1.16	0.48	0.72	0.98	1.22	1.01	0.53	0.92	1.10	0.99	8.29
8	$\overline{K}_i$	1.68	1.00	1.24	1.45	2.17	1.16	1.16	1.16	0.62	1.02	1.21	1.06	6.47

### Список литературы

- Болдаков Е.В. (1972). Краткий справочник по трубам и малым мостам. М., Транспорт, 176 с.
- Никулин А.С. (2005). Максимальные расходы селей в бассейне р.Баксан (по следам потоков). Труды Всероссийской конференции по селям. М., 153-160.
- Соколовский Д.А. (1947). Селевые паводки, их гидрологические особенности и методы расчета // Метеорология и гидрология, 5: 65-75.
- РД 52.30.238-89 (1990). Руководство селестоковым станциям и гидрографическим партиям. Вып. I Организация и проведение работ по изучению селей. М., Гидрометеиздат.
- Ростомов Г.Д. (1969). Технические указания по расчету максимального стока рек в условиях Закавказья. Изд. ЗакНИГМИ, Тбилиси, 57 с.
- Рухадзе Н.В. (1984). К определению скоростей течения паводков и селевых потоков при проектировании селезащитных и селе пропускных сооружений. В кн.: Гидрологические и гидротехнические проблемы противоселевых мероприятий. М., Гидрометеиздат, 83 (903): 60-66.
- Руководство по изучению селевых потоков (1976). Ленинград, Гидрометеиздат.
- Флейшман С.М. (1978). Сели. Ленинград, Гидрометеиздат, 312 с.
- Херхеулидзе И.И., Рухадзе Н.В., Цквитинидзе З.И., Херхеулидзе Г.И., Кистаури М.М. (1977). Опыт применения статистических методов и использования ЭВМ для анализа скоростных характеристик селевых потоков. Труды ЗакНИГМИ, 48(54): 3-16.
- Херхеулидзе И.И. (1970). Скорости течения и русловые характеристики селевых потоков. – Труды ЗакНИГМИ, 1970, 40(46): 134-180.
- Херхеулидзе Г.И. (1977). Вопросы анализа практических рекомендаций по расчету русловых и динамических характеристик селевых потоков. Труды ЗакНИГМИ, 48(54): 17-27.



## Влияние подруслового стока при формировании дождевых паводков и селей на водотоках таежной зоны

Ю.В. Генсировский<sup>1</sup>, Г.В. Пряхина<sup>2</sup>, Н.А. Казаков<sup>1</sup>

<sup>1</sup>ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Сахалинский филиал, Южно-Сахалинск, Россия, [gensiorovskiy@mail.ru](mailto:gensiorovskiy@mail.ru)

<sup>2</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

В работе рассматривается вопрос влияния подруслового стока на формирование экстремальных дождевых паводков и селей, в таежной зоне. Исследователи обычно не учитывают вклад подруслового стока в паводочный расход и селеформирующий расход воды. Подсчет подруслового стока в период прохождения селевых потоков и экстремальных паводков, является сложной, трудно решаемой задачей.

*сели, экстремальные паводки, подрусловой сток, аллювиально-делювиальные отложения, селевой расход*

## The effect of subsurface runoff in the formation of river flood and debris flow on the watercourses of the taiga zone

Y.V. Gensiorovskiy<sup>1</sup>, G.V. Pryakhina<sup>2</sup>, N.A. Kazakov<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Sakhalin Department of Far East Geological Institute, Far East Branch of Russian Academy of Sciences, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia, [gensiorovskiy@mail.ru](mailto:gensiorovskiy@mail.ru)

<sup>2</sup>Saint-Petersburg State University, Saint-Petersburg, Russia

The paper deals with the issue of the impact of subsurface runoff on the formation of extreme rainfall floods and mudflows in the taiga zone. Researchers generally do not consider the contribution of the underflow flow in peak flow and californiawe water consumption. Calculation of subsurface runoff during the passage of mudflows and extreme floods is a complex, difficult task.

*debris flow, the extreme floods, subsurface runoff, alluvial deposits*

### Введение

Формирование летнее-осенних паводков и селей, в таежной зоне, связано с интенсивным выпадением осадков, таянием снега и наложением на снеготаяние ливневых осадков, прорывом подпрудных озер, образованных в результате карчеходов и оползней.

Однако, при рассмотрении объема вовлеченной в паводочный расход и селеформирующий расход воды, исследователями, зачастую совсем, не рассматривается, либо крайне редко, рассматривается объем воды, находящийся в свободном состоянии в подрусловом аллювии и аллювиально-делювиальных отложениях поймы.



### Постановка проблемы

Оценка подруслового стока во время прохождения паводков и селевых потоков, представляет собой сложную задачу. В единую сеть необходимо увязать данные получаемые с гидрологических постов и данные об изменении уровней стояния воды в наблюдательных гидрогеологических скважинах. Причем наблюдательная гидрогеологическая сеть должна быть расположена в непосредственной близости от гидрологического поста, а скважины разбурены по конусу выноса на разные глубины, до коренных пород.

Конуса выноса (зоны транзита и аккумуляции) в днищах речных долин в горных районах, таежной зоны, обычно имеют несколько уровней течения подрусловых вод и подстилаются горными породами, создающими местные водоупоры.

Зачастую, подрусловой расход воды сопоставим, а иногда и превышает поверхностный.

В меженный период на селеносных реках таежной зоны, на тех участках, где притоки впадают в основную реку и где сформированы мощные конуса выноса, поверхностный сток может совсем прекращаться, и основной сток будет наблюдаться в подрусловом горизонте. Это достаточно наглядно видно на рисунке 1а,б.



(а)



(б)

Рис. 1. а - река Быйики (Кодарский хр. Забайкалье), после прохождения паводка, август 2012 г.; б – Правый приток р. Урми (Хабаровский край, Баджалский хр.), 2018 г.

Наличие внутри таких конусов большого объема воды (гравитационной, капиллярной, связанной) способствует их переувлажнению, даже в период летне-осенней межени.

При резком поступлении в русло большого количества влаги (длительные осадки, ливневые осадки, интенсивное снеготаяние, прорыв озер), и соответственно возрастании общей массы воды, происходит резкий (одномоментный) выброс в русло дополнительной влаги, с которой связан мгновенный подъем уровня подрусловых вод. И, как следствие подъем уровня воды в руслах рек. Такой резкий подъем уровня воды в реке, наблюдался авторами в сентябре 2003 года на р. Замысловатая (о. Сахалин, бассейн р. Поронай) [Генсиоровский, 2011]. При незначительной интенсивности осадков, уровень воды в русле реки за 1,5 часа увеличился на 2,0 м. Следует оговориться, что до начала дождя русло реки было абсолютно сухо. Данный участок реки показан на рис. 3 (а, б).

Такой резкий подъем уровня, может быть связан, только с интенсивным выбросом подруслового стока.

На участке, практически мгновенно, поверхностная скорость потока увеличилась до 3,0 – 4,0 м/с. Такие скорости приводят к увеличению размывающей способности потока (подмыву древесной растительности по берегу реки), его насыщению взвешенными веществами, как следствие, увеличению плотности потока.



(a)

(б)

Рис. 2. Река Замысловатая (о. Сахалин). а - сентябрь 2003 г.; б - после прохождения паводка и прорыва плотины, сформированной низководным мостом в августе 1981 г.

Это приводит к интенсивному выносу древесной растительности в русла водотоков, формирования в них плотин из карчей и валунов, с последующим их прорывом. При прорыве подобных плотин, на участках расположенных ниже по течению формируются селевые потоки, насыщенные древесными стволами и способные интенсивно эродировать русло и берега реки, увеличивая уровни прохождения данного селя [Казаков, Генсиоровский, 2007] (рис. 3а,б).



(a)

(б)

Рис. 3. а – о. Сахалин, последствия прорыва дамбы сформированной при карчеходе, август 1981 г.; б – Хабаровский край, Баджальский хр., последствия прорыва дамбы сформированной при карчеходе, басс. р. Урми, 2018 г.

### Заключение

Пути решения данной проблемы видятся в выборе репрезентативных малых речных бассейнов, где возможна организация наблюдательной сети, как за поверхностным, так и подрусловым стоком для определения его влияния на формирование катастрофических паводков и селевых потоков.

### Список литературы

- Генсиоровский Ю.В. (2011). Экзогенные геологические процессы и их влияние на территориальное планирование городов (на примере о. Сахалин). Автореф. канд. дисс. Иркутск, ИЗК СО РАН, 19 с.
- Казаков Н.А., Генсиоровский Ю.В. (2007). Влияние вертикального градиента осадков на характеристики гидрологических, лавинных и селевых процессов в низкогорье. Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 4: 342-347.



## Селевые потоки 14-15 августа 2017 г. в бассейне р. Герхожан-Су (Центральный Кавказ): условия и причины формирования, динамика, последствия

М.Д. Докукин<sup>1</sup>, М.А. Анаев<sup>2</sup>, М.Ю. Беккиев<sup>1</sup>, Е.М. Богаченко<sup>3</sup>,  
Э.В. Запорожченко<sup>4</sup>, Р.Х. Калов<sup>1</sup>, Е.А. Савернюк<sup>5</sup>, С.С. Черноморец<sup>5,4</sup>,  
М.М. Хаджиев<sup>1</sup>, А.В. Хаткутов<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Высокогорный геофизический институт, Нальчик, Россия, [inrush@bk.ru](mailto:inrush@bk.ru),  
[mbekk@mail.ru](mailto:mbekk@mail.ru), [ruslan\\_kalov@mail.ru](mailto:ruslan_kalov@mail.ru), [rcnkbr@mail.ru](mailto:rcnkbr@mail.ru), [liparskie@mail.ru](mailto:liparskie@mail.ru)

<sup>2</sup>Главное управление МЧС России по Кабардино-Балкарской республике, Нальчик,  
Россия, [93538@mail.ru](mailto:93538@mail.ru)

<sup>3</sup>Кабардино-Балкарский центр по гидрометеорологии и мониторингу окружающей  
среды, Нальчик, Россия, [kbmeteo@rambler.ru](mailto:kbmeteo@rambler.ru)

<sup>4</sup>Селевая ассоциация, Россия, [ednad17@mail.ru](mailto:ednad17@mail.ru)

<sup>5</sup>Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва,  
Россия, [savernyuk@gmail.com](mailto:savernyuk@gmail.com), [devdorak@gmail.com](mailto:devdorak@gmail.com)

14 и 15 августа 2017 г. на г. Тырныауз сошли селевые потоки р. Герхожан-Су, которые принесли значительный ущерб. В статье приводятся результаты маршрутных и аэровизуальных обследований, дешифрирования разновременных космоснимков, наземных и вертолетных фотографий, анализа видеороликов и метеоданных. Селевые потоки р. Герхожан-Су в 2017 г., как и в 2000 и 2011 гг., стали следствием длительных высоких летних температур воздуха в год схода селя и в год, предшествующий ему. 14 августа 2017 г. произошёл сброс воды из полостей ледника с формированием водного паводка и селевого потока. Расходы селевых потоков на участке верхнего скалистого ущелья р. Кая-Арты-Су на высоте около 2600 м в 2000, 2011 и 2017 гг. были примерно одинаковыми, а объёмы прорывных водных импульсов разными. Различия в объёмах водных импульсов с ледника Каяартыбаши определили разную эрозионную способность потоков на участке нижнего моренного каньона (на высотах 2250-1800 м) и масштабы обрушений обломочного материала с его склонов. Сель 15 августа 2017 г. стал следствием обрушений, подрезанных селом 14 августа, склонов и формирования заторов в русле. Объём селевых отложений на конусе выноса р. Герхожан-Су в 2017 г. составил около 500-600 тыс. м<sup>3</sup>, что почти в 4 раза меньше, чем в 2000 г. и почти в 3 раза больше, чем в 2011 г. Селевыми отложениями была подпружена р. Баксан, и в результате подтоплены несколько домов и затоплен мост. Огромные запасы рыхлообломочного материала в нижнем моренном каньоне определяют потенциальную угрозу катастрофических селей р. Герхожан-Су и в будущем.

*р. Герхожан-Су, ледник, селевой поток, моренный каньон, селепропускной лоток,  
подпрудное озеро*

## Debris flows 14 and 15 august 2017 in the basin of Gerhozhan-Su river (Central Caucasus): conditions and causes of formation, dynamics, consequences

M.D. Dokukin<sup>1</sup>, M.A. Anaev<sup>2</sup>, M.Yu. Bekkiev<sup>1</sup>, E.M. Bogachenko<sup>3</sup>,  
E.V. Zaporozhchenko<sup>4</sup>, R.Kh. Kalov<sup>1</sup>, E.A. Savernyuk<sup>5</sup>, S.S. Chernomorets<sup>5,4</sup>,  
M.M. Khadjiev<sup>1</sup>, A.V. Khatkutov<sup>1</sup>



<sup>1</sup>*High Mountain Geophysical Institute, Nalchik, Russia, inrush@bk.ru, mbekk@mail.ru, ruslan\_kalov@mail.ru, rcnkbr@mail.ru., liparskie@mail.ru*

<sup>2</sup>*The Main Directorate of the Ministry for Emergency Situations of Russia for the Kabardino-Balkarian Republic, Nalchik, Russia, 93538@mail.ru*

<sup>3</sup>*Kabardino-Balkarian Center for Hydrometeorology and Monitoring environment, Nalchik, Russia, kbmeteo@rambler.ru*

<sup>4</sup>*Debris Flow Association, Russia, ednad17@mail.ru*

<sup>5</sup>*Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia, savernyuk@gmail.com, devdorak@gmail.com*

On August 15 and 16 2017 the Gerhozhan-Su river debris flows rushed to Tyrnyauz, causing significant damage. The article presents the results of route and aerovisual surveys, multi-temporal satellite images interpretation, ground and helicopter photographs, video clips and meteorological data analysis. Gerhozhan-Su river debris flows in 2017, as in 2000 and 2011, are the result of long term summer high air temperatures in the year of the debris flow and in the year preceding it. On August 14, 2017 the water released from glacier cavities with the formation of water flood and debris-flow. In 2000, 2011 and 2017 flow discharges of debris flows in the area of the upper rocky gorge of the Kaya- Arty-Su river at a height of about 2600 m were approximately the same, but the volumes of outburst water impulses were different. Differences in the volume of water impulses from the Kayaartybashi glacier determined the different erosion capacity of the streams in the area of lower moraine canyon (at the height of 2,250-1,800 m) and the collapse scale of debris material from its slopes. Debris flow on August 15, 2017 was the result of foundering which were cut by debris flow of August 14, slopes and river channel dam's formation. Debris flow deposits volume on the debris flow fan of the Gerhozhan-Su river amounted to about 500-600 thousand m<sup>3</sup> which is almost 4 times less than in 2000 and almost 3 times more than in 2011. The Baksan river was dammed by debris flow deposits, the bridge and several houses were flooded out. Huge stocks of friable debris material in the lower moraine canyon define the potential threat of catastrophic debris flows of the Gerhozhan-Su river in the future.

*Gerhozhan-Su river, glacier, debris flow, moraine canyon, debris flow transportation channel, dammed lake*

## Введение

Река Герхожан-Су (правый приток р. Баксан, бассейн р. Терек) является одной из самых селеопасных на Северном Кавказе [Perov *et al.*, 2017]. Наиболее селеактивной является левая составляющая р. Герхожан-Су – р. Кая-Арты-Су, в верховьях которой находится зона зарождения катастрофических селей. Селевые потоки р. Герхожан-Су много раз наносили ущерб г. Тырныаузу. Информация о селях первой половины XX века представлена в [Иогансон, Черноус, 1964]. Разрушительными для г. Тырныауза были селевые потоки 1937, 1960, 1961, 1962, 1977, 1999, 2000, 2011. Характеристика селей р. Герхожан-Су и условия их формирования во второй половине XX века изложены в работах [Тушинский и др., 1966; Герасимов, 1967, 1980, 1981; Флейшман и др., 1979; Докукин, 1985, 1987; Золотарев и др., 1982; Сейнова, Золотарев, 2001; Запорожченко, 2002]. Селевая катастрофа 2000 г. была самой крупной в истории. Материалы об этой катастрофе и её причинах опубликованы в работах [Панов и др., 2001; Сейнова, Золотарев, 2001; Запорожченко, 2002; Крыленко и др., 2004; Хаджиев, 2005; Черноморец, 2005; Seipova *et al.*, 2007; Курбанов и др., 2008]. По данным [Запорожченко, 2002] объём селевых отложений 1999 и 2000 гг. на конусе выноса составил более 2 млн. м<sup>3</sup>. В работах [Ильичев и др., 2003; Сейнова, 2008; Запорожченко, Каменев, 2011; Мальнева, Кононова, 2013] показана роль гляциального фактора и дан прогноз развития



селевых процессов в XXI веке. Селевому потоку 2011 г. и сравнению его параметров с предыдущими селями посвящена работа [Докукин и др., 2012]. Цель настоящей статьи – охарактеризовать причины, параметры, особенности и последствия селей 14 и 15 августа 2017 г. в сравнении с предыдущими селями.

### Исходные материалы и методы исследования

Селевые потоки 14 и 15 августа 2017 г. на р. Герхожан-Су и их последствия исследовались авторами как визуально на участке нижнего течения реки, так и по следам их прохождения по всей длине селевого тракта в ходе наземных и аэровизуальных маршрутов. Обследования на вертолёте Ми-8 были проведены 22 августа и 21 сентября. В работе использовались данные наземных и аэровизуальных обследований до и после схода селей в 2017 г. и в другие годы, в том числе видеоролики и фотографии сотрудников МЧС и жителей г. Тырнауза, фотографии 2000 г. М.Ю. Никитина, аэрофотоснимки разных лет в период 1957-1988 гг., космические снимки.

Космические снимки, аэрофотоснимки и фотографии, сделанные с одних и тех же точек в разные годы в наземных маршрутах, а также сделанные с примерно одинаковых ракурсов в аэровизуальных маршрутах, привязывались в программе ArcGIS по опорным точкам. В результате определялись относительные и абсолютные величины параметров толщины отложений, глубины врезания русел, следы схода оползней и обрушений склонов.

Для оценки состояния снежного покрова и активности склоновых процессов в год схода селей и в год, предшествующий ему, анализировалась серия космоснимков Sentinel 2A разрешением 10 м, включая космоснимок за день до схода селя (13.08.2017). Динамика ледника, селевых русел и склонов верхнего моренного каньона изучалась по космоснимкам 2 м разрешения SPOT 5 (21.09.2011 после селя 2011 г.) Канопус В1 (22.08.2017 г. после селя 2017 г.).

Для анализа селеопасной ситуации в 2017 г. и сравнения с предыдущим годом использовались метеоданные (средние температуры воздуха, осадки) метеостанции Четет, автоматической метеостанции Джанкуат, гидрометеопоста Тырнауз.

Последовательно оценивались изменения, произошедшие в результате схода селевых потоков на различных участках селевого бассейна от ледникового цирка до зоны селевых отложений.

### Условия формирования селевых потоков

В результате гляциологических наблюдений в 1963 г. и анализа материалов о селях 1960, 1961 и 1962 гг. в работе [Тушинский и др., 1966] было выявлено, что селеопасность р. Герхожан-Су увеличивается в годы с малыми запасами снега на ледниках, что в районе ледников селям предшествуют 5-10 дней с температурами не ниже 5°. В работе [10] показано, что основной причиной гляциальных селей является высокая температура воздуха (10-15°C) в ледниковой зоне продолжительностью 6-8 суток, в течение которых переполняются внутрiledниковые полости. Прорыв таких полостей вызывает сход селей. В работе [Докукин и др., 2012] отмечено, что селю 3 августа 2011 г. в бассейне р. Герхожан-Су предшествовал период высоких температур воздуха (9 дней со среднесуточными температурами воздуха, превышавшими 10 °C) и верхний цирк ледника Каяартыбаши в это время максимально освобождался от снежного покрова. Такое сочетание отсутствия снежного покрова и высоких температур воздуха способствовало накоплению в леднике талых вод и последующему их прорыву с прохождением паводка, следы которого были выявлены при аэровизуальном и наземном обследовании 15 августа 2011 г. При этом, что было важно, в год, предшествующий селю (в 2010 г.) были ещё более высокие температуры воздуха (это было в аномально жаркое лето 2010 г.).

Аналогичная ситуация наблюдалась и в 2016 и 2017 гг. Состояние снежного покрова на леднике Каяартыбаши в августе 2016 и 2017 гг. показано на рис. 1.





Рис. 1. Состояние снежного покрова на леднике Каяартыбаши в августе в 2016 и 2017 гг. (космоснимки Sentinel 2A).

Пологая часть верхнего цирка ледника Каяартыбаши в 2016 г. (в нижней центральной части фрагментов на рис. 1) начала освобождаться от снежного покрова после 11 августа. В период 21-28 августа 2016 г. верхняя граница снежного покрова находилась на максимальных отметках. По крайней мере, 6 суток (с 8 по 14 августа) в 2017 г., а возможно и больше, снежный покров занимал самые высокие отметки. Следовательно, и в 2016, и в 2017 гг. гляциальные условия для формирования паводков и селевых потоков были благоприятными, как и в 1999 и 2000 гг., а также как в 2010 и 2011 гг. [Докукин и др., 2012].

Параметры метеоусловий селеопасной ситуации приведены в табл. 1. По данным табл. 1 селю 14 августа 2017 г. предшествовало 15 суток со среднесуточными температурами воздуха на высоте 3040 м (расположение МС Чегет) более 10°C. Однако, из рис. 1 видно, что совпадение высоких температур воздуха и максимально высокого положения границы снежного покрова наблюдалось немногим более 6-7 суток. Примерно такая же ситуация была в 2016 г. во второй половине августа, когда не менее 8 суток были температуры выше 10°C и площадь снежного покрова была минимальна.

Малые величины осадков свидетельствуют о том, что селевой поток 14 августа 2017 г. имел гляциальный генезис. В г. Тырнаузе за 15 суток выпало всего 8,6 мм осадков, на г. Чегет – 12 мм, а на гляциологической станции «Джанкуат» в Адыл-Су – 12,2 мм. Такое небольшое количество осадков, тем более за 4-5 суток до схода селя, не может считаться селеформирующим. Похожая обстановка была и в 2016 г. Осадки выпали тогда, в основном, до начала периода высоких температур воздуха. Обследованиями 21 августа (наземное) и 15 июля и 26 августа 2016 г. (аэровизуальные) следов прохождения паводка на участке ледника и ниже по долине не выявлено.



Таблица 1. Метеопараметры селеопасной ситуации в 2016 и 2017 гг.

Дата 2017 г.	Средняя температура воздуха °С	Осадки, мм			Дата 2016 г.	Средняя температура воздуха °С	Осадки, мм
		МС Чегет	АМС Джанкуат	ГП Тырныауз			
31.07	11,3	0,0	0,0	0,0	18.08.	7,7	<b>12,4</b>
01.08	11,8	0,0	0,0	0,0	19.08.	10,4	0,0
02.08	12,9	0,0	0,0	0,0	20.08.	13,3	0,0
03.08	14,5	0,0	0,0	0,0	21.08.	13,7	0,0
04.08	15,4	0,0	<b>0,8</b>	0,0	22.08.	13,3	0,0
05.08	14,9	0,0	0,0	0,0	23.08.	12,7	0,0
06.08	15,1	<b>0,5</b>	<b>4,4</b>	0,0	24.08.	11,5	<b>2,6</b>
07.08	16,4	0,0	<b>0,4</b>	0,0	25.08.	11,4	0,0
08.08	15,5	<b>1,5</b>	0,0	0,0	26.08.	10,2	<b>4,0</b>
09.08	14,1	0,0	0,0	<b>0,3</b>	27.08.	10,1	0,0
10.08	10,8	0,0	0,0	<b>8,3</b>	28.08.	9,6	0,0
11.08	12,3	<b>9,1</b>	<b>1,3</b>	0,0			
12.08	12,9	<b>0,9</b>	<b>5,3</b>	0,0			
13.08	13,8	0,0	0,0	0,0			
<b>14.08</b>	12,3	0,0	0,0	0,0			
<b>15.08</b>	8,5	<b>5,4</b>	<b>9,6</b>	<b>7,2</b>			

#### Изменения в прирусловой зоне р. Герхожан-Су (р. Кая-Арты-Су) в результате селей 14 и 15 августа 2017 г.

Эрозионная и аккумулятивная деятельность селевых потоков проявилась на разных участках бассейна по-разному. В верховьях бассейна в зоне зарождения на поверхности ледника Каяартыбаши были видны следы потоков воды, начинающиеся как с участка раздвоения языка, так и к западу от этого участка на расстоянии около 120 м. По данным аэровизуальных обследований 22 августа и 21 сентября 2017 г. в сравнении с данными обследования 15 июля и 26 августа 2016 г. обнаружено, что вдоль правой границы западного языка, как и в 2011 г., в результате боковой эрозии подрезана боковая морена и обнажился край ледника. Выявлены следы эрозии водного потока из центральной зоны языка ледника, что не наблюдалось в 2011 г. (рис. 2).

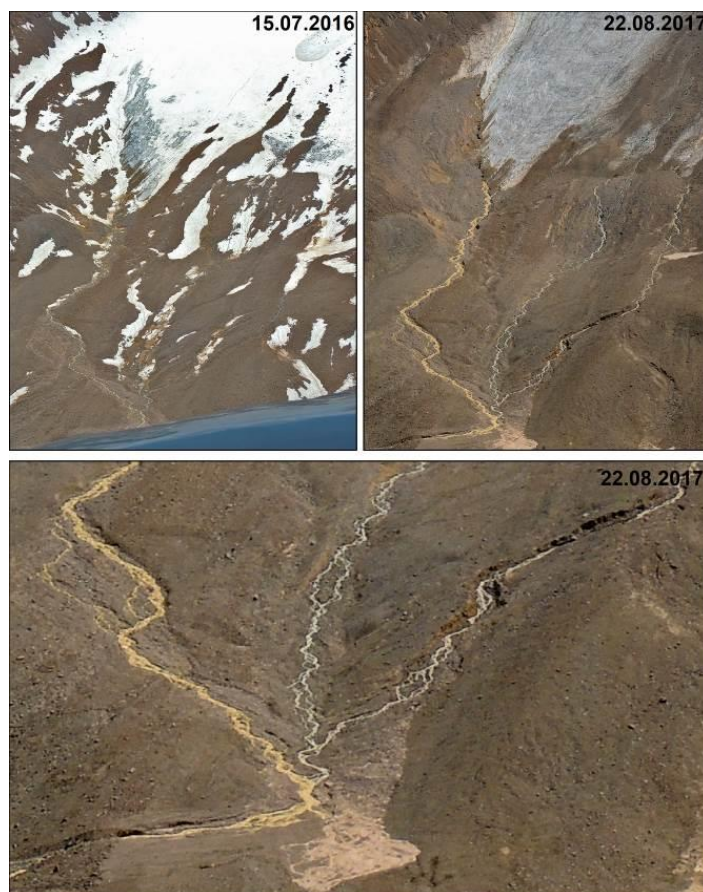


Рис. 2. Следы эрозии водных потоков ниже западного языка ледника Каяартыбаши (вертолётные снимки М.Д. Докукина). Внизу – увеличенный фрагмент снимка 22.08.2017 г.

Датировка этих изменений подтверждена космическими снимками Sentinel 2A 13 и 16 августа 2017 г. Небольшая часть обломочного материала отложилась на задровой площадке.

На входе в верхний моренный каньон следы боковой эрозии проявились наиболее отчётливо, что позволило сделать вывод о том, что селевой поток зародился не в каньоне вследствие оползней со склонов, а на участке ледника (рис. 3).



Рис. 3. Следы эрозионной деятельности на участке входа в верхний моренный каньон (фотографии М.Д. Докукина с облётов 26.08.2017 и 22.08.2018 гг.)

За счёт боковой эрозии ширина русла увеличилась до 15-18 м.

На рисунке 4 показаны изменения в верхнем моренном каньоне как после селя 3 августа 2011 г., так и после селей 14 и 15 августа 2017 г.



Рис. 4. Верхний моренный каньон в 2011, 2016 и 2017 гг. (вертолётные снимки М.Д. Докукина).

Дно каньона углублено на 4-5 м. Ширина зоны донной и боковой эрозии составила около 20-24 м, и был вынесен весь материал, ссыпавшийся и сползший на дно каньона после селя 2011 г. Только на некоторых участках был захвачен материал более старых осыпных шлейфов подножий склонов.

Ниже верхнего моренного каньона на участке широкого пролювиального поля протяжённостью около 450 м, где обычно происходила аккумуляция селевого материала, селевой поток продолжал эрозионную работу. Селевой материал отлагался только в виде продольных валов по бортам вреза шириной до 12-15 м, глубиной около 3-4 м (рис. 5). В 2011 г. врезание потока в старые отложения было значительно меньше.



Рис. 5. Участок пролювиального поля ниже верхнего моренного каньона после селей 2011 и 2017 гг. (вертолётные снимки М.Д. Докукина).

Ниже верхнего моренного каньона на протяжении около 2600 м наблюдалась зона транзита селевого потока практически без потерь на аккумуляцию и без захвата материала в поток.

На расстоянии немногим более километра от окончания пролювиального поля в верхнем скалистом ущелье на неразмываемом скальном створе отметки высшего селевого горизонта были на такой же высоте, как и в 2000 и 2011 гг. [Докукин и др., 2012]. На рисунке 6 показан скальный участок правого склона долины р. Кая-Арты-Су с отметинами селей 2011 и 2017 гг.



Рис. 6. Участок верхнего скалистого ущелья со следами высшего селевого горизонта в 2011 и 2017 гг. (наземный 2011 г. и вертолётный 2017 г. снимки М.Д. Докукина, наземный 2016 г. снимок Е.А. Савернюк).

По данным [Запорожченко, 2002], расход селя на этом участке в 2000 г. достигал  $254 \text{ м}^3/\text{с}$ . Следовательно, можно считать, что такой же расход селя был и в 2011 и 2017 гг.

В нижнем моренном каньоне в интервале высот 2250-1800 м селевой поток насыщался обломочным материалом со склонов. На рисунках 7а,б показаны участки глубокого размыва дна каньона, подрезки и обрушения обвальнo-осыпных шлейфов подножий высоких (до 120 м) моренных склонов после первой волны селя 18 июля 2000 г. и после селей 3 августа 2011 г. и 14 августа 2017 г.

В результате анализа разновременных снимков был сделан вывод о том, что мощным потоком 18 июля 2000 г. дно моренного каньона было пропилено на глубину 30 и более метров (рис. 7, а). Последующие обрушения моренных склонов почти полностью засыпали эту глубокую «щель». Селем 2011 г. русло вновь было углублено на 4-6 м. В 2017 г. 14 августа селя врезался в дно каньона на 9-12 м (рис. 7б), что привело к большим, чем в 2011 г. обрушениям склонов каньона и вызвало повторный селя 15 августа 2017 г. На рисунке 8 показан участок обрушения обвальнo-осыпного конуса подножия правого склона верхнего моренного каньона, зафиксированный в результате аэровизуального обследования 22 августа (после схода селя 15 августа).

Обвальнo-осыпной конус до подрезки и обрушения имел высоту 35-40 м и ширину до 50 м. Объём составлял до 4-5 тыс.  $\text{м}^3$ . Волны селевого потока, несущие обломочный материал (белые валуны гранитов на селевой террасе выше конуса), набегали на возникшую преграду, на высоту более 10 м, что видно на снимке по наклону террасы. Повторные обрушения были и на других участках нижнего моренного каньона.



Рис. 7. Нижний моренный каньон после селей 2000 и 2011 гг. (а), до и после селя 14 августа 2017 г. (б) (2000 г. – кадр видеоролика, 2017 - наземные снимки М.Д. Докукина)



Рис. 8. Ниша обрушения обвально-осыпного конуса на правом склоне нижнего моренного каньона (вертолётный снимок 22 августа 2017 г. М.Д. Докукина)

Таким образом, основным поставщиком обломочного материала в селевой поток явился нижний моренный каньон, селевые процессы в котором 15 августа были инициированы обрушениями, подрезанными селями 14 августа, склонов. Возможность

формирования селей р. Герхожан-Су в результате возникновения заторов в русле показана в работе [Курбанов и др., 2008].

Ниже по долине р. Кая-Арты-Су до слияния с р. Сакашиль-Су и оползня Бузулган отмечен практически единственный участок промежуточной аккумуляции селевого материала протяжённостью более 300 м (рис. 9а,б). На нём отложилось приблизительно около 15-20 тыс. м<sup>3</sup> грязекаменного материала. Причём по наклонной полке дороги селевые массы были занесены на высоту 10 м над руслом реки.

На участке оползня Бузулган и примыкающего к нему нового оползня на правом склоне долины протяжённостью более 450 м в селевой поток 14 и 15 августа поступал дополнительный материал, за счёт масс оползня и осыпного шлейфа подножия левого склона долины р. Герхожан-Су (рис. 10а,б). Всего было 4 участка сползания на фронтальном уступе оползня Бузулган и на новом оползне выше по течению (рис. 4б). Нижняя оползнева ниша образовалась в результате селя 14 августа. На остальных участках активная фаза оползания наблюдалась во время селей 14 и 15 августа. Общий объём сползшего в селевой поток грунта составил около 8-10 тыс. м<sup>3</sup>. Оползневой материал не образовывал плотин и не отклонял русло реки в сторону. Левый склон долины не испытывал обрушений. Боковой эрозией потока были срезаны накопившиеся после селей 2011 и 2014 гг. осыпные шлейфы подножия левого склона. Донная эрозия селевого потока практически не проявилась, так как на нескольких участках русла обнажились выходы коренных пород.



Рис. 9. Зона промежуточной аккумуляции селевых потоков 14 и 15 августа 2017 г. выше и ниже слияния рек Кая-Арты-Су и Сакашиль-Су: а) наземные фотографии до и после селя 14 августа, б – вертолётный снимок 22 августа 2017 г. (фото М.Д. Докукина).

Ниже оползня Бузулган на отрезке русла р. Герхожан-Су протяжённостью около 2800 м до входа в зону г. Тырнауза и селепропускной лоток селевой поток имел транзитный режим почти без потерь материала на аккумуляцию и без поступления дополнительного материала.

В верхней части селепропускного лотка селевые массы отложились таким же тонким слоем, как и в 2011 г. (рис. 11а). На фоне ровного дна лотка выделялась крупная глыба гранита 7-8 м в поперечнике (рис. 11б).

В селепропускном лотке толщина селевых отложений, в общем, была такой же, как и после селя 2011 г. На некоторых участках она была больше на 1,5-2 м.

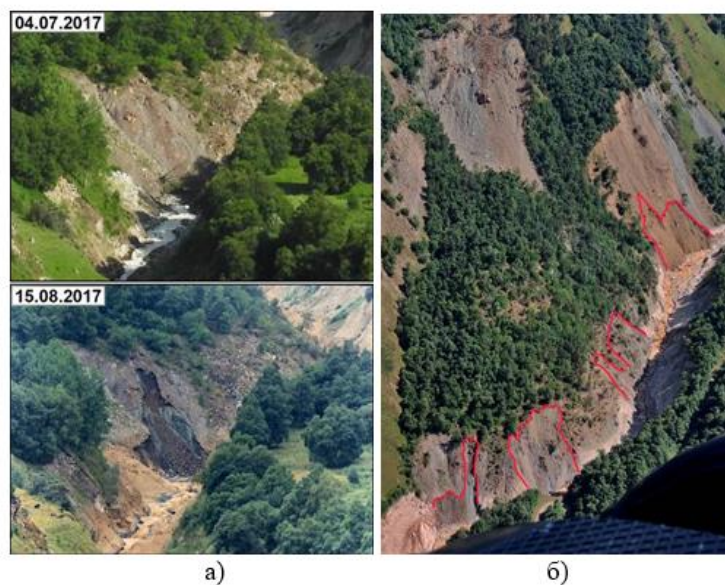


Рис. 10. Оползень Бузулган: а) до и после селя 14 августа 2017 г. (наземные снимки), б) вертолётный снимок 22.08.2017 (показаны ниши оползания) (фото М.Д. Докукина).

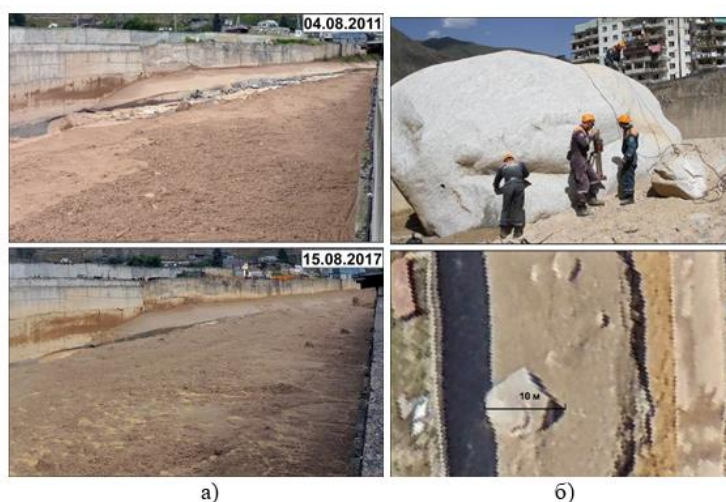


Рис. 11. Верхняя часть селепропускного лотка: а) после селей 2011 и 2017 гг. (фото М.Д. Докукина), б) гранитная глыба в лотке (вверху - фото ГУ МЧС России по КБР, внизу - фотоплан участка лотка на основе вертолётного снимка М.Д. Докукина)

На рисунке 12 показано как распределялся селевой материал в устьевой зоне р. Герхожан-Су в 2000, 2011 и 2017 гг.

По площади селевых отложений лидером является селевой процесс 2000 г. – около 530 тыс. м<sup>2</sup>. Селевые потоки 2011 и 2017 гг. отложили свой материал на площади 105 и 195 тыс. м<sup>2</sup> соответственно.

Селевыми массами была перекрыта р. Баксан, уровень воды в которой поднялся на 4 м. Образовавшееся подпрудное озеро имело площадь 135 тыс. м<sup>2</sup>. Для понижения уровня воды был сделан прокоп в селевых отложениях 2000 г. длиной около 100 м (рис. 13а).

Полностью понизить уровень р. Баксан до предселевых отметок оказалось под силу только паводку от прорыва озера Башкара 1 сентября 2018 г., прорезавшему плотину из селевых отложений на глубину до 3 м. Об этом свидетельствует фото 13.09.2018 г. после паводка (рис. 13б).



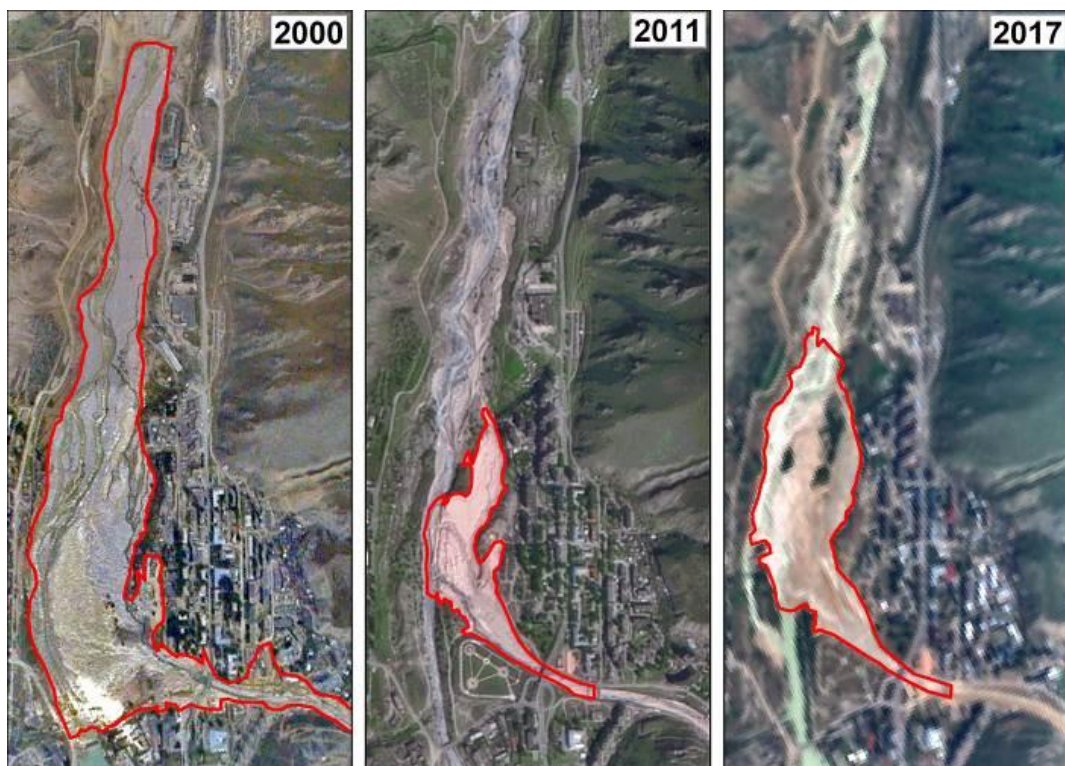


Рис. 12. Зона аккумуляции селевых потоков: 2000 г. – панорама вертолётных снимков М.Ю. Никитина, 2011 г. – космоснимок 21.09.2011 SPOT 5, 2017 – космоснимок 21.08.2017 Sentinel 2A.



Рис. 13. Прокоп для понижения уровня подпрудного озера на р. Баксан (а) и отметки уровня воды (б) на разновременных фотографиях (фото М.Д. Докукина).



Объём отложений селей 14 и 15 августа определен исходя из площади и средней толщины отложений (около 2,5-3 м) – 500-600 тыс. м<sup>3</sup>. На основе данных видеороликов определена скорость селевого потока на участке лотка – 8-12 м/с. Отдельные волны селя останавливались в лотке в виде желеобразной массы, а затем снова вовлекались в движение более мощными селевыми волнами, расход которых составлял 700-800 м<sup>3</sup>/с.

### Обсуждение результатов

На основе сравнения космоснимков, вертолётных снимков и многолетних наземных наблюдений можно сделать вывод о том, что благоприятная для схода селей в XXI веке ситуация складывается в те дни, когда верхний цирк ледника Каяартыбаши освобождается от снега и при этом более недели сохраняется высокая температура воздуха, превышающая 10°C на высоте более 3000 м. Для формирования гляциального паводка и селя необходимо также, чтобы такое же состояние снежного покрова и параметры температуры воздуха были и в предыдущий год до схода селя. Это, возможно, определяется особенностью формирования подлёдной дренажной системы верхнего цирка ледника, которая существует не каждый год и формируется примерно за двухлетний период. Для более определённых выводов об условиях и механизме формирования паводков с ледника Каяартыбаши и возможности их прогнозирования необходимо продолжить мониторинг процессов в ледниковой зоне.

В будущем может возникнуть ситуация, когда будет сформирована стабильная подлёдная дренажная система талых вод в верхнем цирке ледника, и прорывные паводки больше не будут формироваться. Или, наоборот, улучшение условий питания ледника может привести к блокировке возникшей подлёдной дренажной системы. На настоящий момент нельзя исключить вероятность формирования паводка и селевого потока в 2018 г., которая по аналогии с процессами 1999 и 2000 гг. остаётся высокой.

Вследствие трудности оценки максимального объёма накопления воды в леднике Каяартыбаши по причине скрытости протекания процесса подо льдом, остаётся открытым вопрос об оценке мощности будущих паводков и селевых потоков и их прогнозе.

Для прогноза и оценки опасности селей р. Герхожан-Су важным моментом является определение возможности схода нескольких селей подряд, так как каждый последующий сель повышает вероятность заполнения селепропускного лотка и выхода селевых масс на территорию жилой зоны. В этом плане важны наблюдения за эрозионными и склоновыми процессами в нижнем моренном каньоне. При глубоком врезании потока в дно каньона нарастают обрушения обломочного материала со склонов в русло реки, и селевые потоки могут повторяться несколько раз.

### Заключение

Несмотря на то, что селевые потоки р. Герхожан-Су могут иметь ливневый генезис, основную угрозу разрушений и катастроф в XXI веке, как показали сели 2000, 2011 и 2017 гг., несут гляциальные сели, очагом зарождения которых является ледник Каяартыбаши.

Для определения причин, механизма формирования и динамики селевых потоков большое значение приобретает многолетний комплексный мониторинг селевого бассейна, включающий аэровизуальные и наземные маршрутные обследования, дешифрирование разновременных аэрофотоснимков и космоснимков. Результаты мониторинга показали отсутствие в верховьях р. Кая-Арты-су ледниковых озёр и позволили выявить механизм формирования гляциальных селей, связанный с накоплением воды и прорывами внутриледниковых ёмкостей, различных по объёму.

Совмещение и сопоставление разновременных фотоснимков участков склонов и русел в селевом бассейне помогает выявлять особенности динамики селевых потоков в различных зонах и определять тенденции развития процессов в будущем.

В связи с продолжающейся деградацией горных ледников и изменениями механизмов формирования селей возрастает необходимость продолжения и



совершенствования мониторинга селевых бассейнов с применением новых технических средств и технологий. На основе результатов мониторинга селевых бассейнов появляются возможности разработки локального прогноза гляциальной селевой опасности.

### Список литературы

- Герасимов В.А. (1967). Селевые потоки в районе г. Тырнауз 1/VIII 1960 г., 14/VIII 1961 г. и 31/VII 1962 г. Труды ВГИ, 6: 198-205.
- Герасимов В.А. (1980). Селевые потоки 10 и 11 августа 1977 г. в бассейне р. Герхожансу (Северный Кавказ) и условия их образования. Селевые потоки, 4: 68-76.
- Герасимов В.А. (1981). Схема прогнозирования селевых потоков в бассейне р. Герхожансу. Труды ВГИ, 49: 133-137.
- Докукин М.Д. (1985). К вопросу о процессах формирования и трансформации селей в бассейне р. Герхожансу. Труды ВГИ, 57: 58-71.
- Докукин М.Д. (1987). Эволюционная модель формирования гляциальных селей р. Каяартысу (бассейн р. Баксан). Труды ВГИ, 66: 33-47.
- Докукин М.Д., Савернюк Е.А., Богаченко Е.М., Иванов Г.И. (2012). Сель 3 августа 2011 г. в бассейне реки Герхожан-Су: причины, динамика и возможные последствия. Геориск, 2: 48-56.
- Запороженко Э.В. (2002). Сели бассейна р. Герхожан-Су: история проявления, условия формирования, энергетические характеристики. Сборник научных трудов ОАО «Севкавгипроводхоз», 15: 80-148.
- Запороженко Э.В., Каменев Н.С. (2011). Гляциологический фактор активизации селевых процессов на северном склоне Центрального Кавказа в начале XXI в. Лёд и снег, 1(113): 131-136.
- Золотарёв Е.А., Поповнин В.В., Сейнова И.Б. (1982). Режим ледника Каярты на Центральном Кавказе – активного селевого очага. Материалы гляциологических исследований, 43: 69-75.
- Ильичёв Ю.Г., Лурье П.М., Панов В.Д. (2003). Гляциальные сели северного склона Большого Кавказа. Труды Всероссийской конференции по селям, Нальчик, с. 120-121.
- Иогансон В.Е., Черноус К.А. (1964). Северный Кавказ. В кн.: Сели в СССР и меры борьбы с ними. Наука, М., с. 22-51.
- Крыленко И.В., Петраков Д.А., Тутубалина О.В., Черноморец С.С., Журавлева П.Г. (2004). Динамика селевого бассейна р. Герхожан-Су (Кабардино-Балкария) после катастрофы в июле 2000 года. Материалы гляциологических исследований, 96: 159-166.
- Курбанов С.О., Хостов А.Ю., Борсоков З.А. (2008). Исследование гидрологических и гидравлических условий селеформирования р. Герхожансу. В кн. Труды Всероссийской конференции по селям: 26-28 октября 2005 г. ЛКИ, Москва, 186-190.
- Мальнева И.В., Кононова Н.К., 2013. Увеличение опасности формирования гляциальных селей в Кабардино-Балкарии в современный период. Лёд и снег, 3(123): 113-120.
- Панов В.Д., Лурье П.М., Заруднев В.М. (2001). Селевые потоки в бассейне реки Герхожансу (Северный Кавказ) в июле 2000 г. Метеорология и гидрология, 2: 89-97.
- Сейнова И.Б., Золотарев Е.А. (2001). Ледники и сели Приэльбрусья. (Эволюция оледенения и селевой активности). Научный мир, Москва.
- Сейнова И.Б. (2008). Климатические и гляциальные условия формирования селей Центрального Кавказа на стадии регрессии Малого ледникового периода. Селевые потоки: риск, прогноз, защита. Труды Международной конференции. Пятигорск, Россия, 22-29 сентября 2008 г. Институт «Севкавгипроводхоз», Пятигорск, с. 121-124.
- Тушинский Г.К., Попов А.И., Голубев Г.Н., Мудров Ю.В., Тумель Н.В. (1966). Опыт изучения гляциальных селей Большого Кавказа (на примере реки Герхожансу бассейна реки Баксан). Информационный сборник о работах по Международному геофизическому году, 13: 5-106.
- Флейшман С.М., Сейнова И.Б., Золотарёв Е.А., 1979. Формирование гляциальных селей непрорывного генезиса в бассейне р. Герхожан-Су на Северном Кавказе. Материалы гляциологических исследований, 35: 195-198.
- Хаджиев М.М. (2005). Оценка селевой опасности района г. Тырнауза. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата географических наук. Нальчик.
- Черноморец С.С., 2005. Селевые очаги до и после катастроф. Научный мир, Москва.
- Perov V., Chernomorets S., Budarina O., Savernyuk E., Leontyeva T. (2017). Debris flow hazards for mountain regions of Russia: regional features and key events. Natural Hazards, 88(1 Suppl.): 199-235. doi 10.1007/s11069-017-2841-3.
- Seinova I.B., Sidorova T.L., Chernomorets S.S. (2007). Processes of debris flow formation and the dynamics of glaciers in the Central Caucasus. International conference on Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment. Proceedings. Millpress, Rotterdam, pp. 77-85.



## Мероприятия по защите инфраструктуры от селевых потоков на Западном Кавказе (в пределах Лагонакского нагорья)

Ю.В. Ефремов, Д.Ю. Шуляков

*Кубанский государственный университет, Краснодар, Россия,  
efremov\_kubsu@mail.ru*

Анализируются мероприятия по защите промышленных и рекреационных объектов на Западном Кавказе от селевых процессов и явлений. Отмечается необходимость обязательного исполнения строительных норм и правил, проведения изысканий в районах предполагаемого строительства, реализации селевого мониторинга в пределах эксплуатируемого объекта. Указывается на повсеместное нарушение строительных норм и правил, неграмотных технических решений, отсутствие адекватных действий на произошедшие селевые катастрофы. Подчеркивается вероятность усиления селевых процессов в виду непродуманной хозяйственной и рекреационной деятельности и глобальных изменений климата.

*проектные решения, технические мероприятия, мелиоративные мероприятия, организационно-хозяйственные мероприятия, строительные нормы и правила*

## Actions for protection of infrastructure against mudflows of Western Caucasus (in the Lagonaki Highlands)

Yu.V. Efremov, D.Yu. Shulyakov

*Kuban State University, Krasnodar, Russia, efremov\_kubsu@mail.ru*

Measures are being analyzed to protect industrial and recreational facilities in the Western Caucasus from mudflow processes and phenomena. The necessity of complying with construction norms and rules, conducting surveys in the areas of anticipated construction, and the implementation of mudflow monitoring within the operated facility is noted. It indicates a widespread violation of construction norms and rules, non-grammatical technical solutions, and the lack of adequate actions for the occurred mudflow disasters. The probability of intensification of mudflow processes is underlined in view of unreasoned economic and recreational activity and global climate changes.

*design decisions, technical measures, meliorative measures, organizational and economic measures, construction norms and rules*

### Введение

**Актуальность.** В последние годы активизировалась рекреационная деятельность в пределах Лагонакского нагорья. В связи с этим возникла необходимость детального изучения опасных природных процессов и явлений, в том числе и селевых. Ранее изучению таких явлений не уделялось должного внимания [Шуляков, 2014]. Поэтому появилась необходимость анализа эффективности проектных и технических решений и мероприятий по защите населенных пунктов и инфраструктуры от катастрофических селевых потоков.

**Цель и задачи** данной работы заключаются в анализе существующих стандартных проектных и технических решений, мелиоративных, организационно-хозяйственных мероприятий. Исходя из поставленной цели, решались следующие задачи:

- оценка эффективности проектных и технических решений, используемых для защиты существующей инфраструктуры от селевых потоков;
- анализ реальной селевой опасности в селевых бассейнах Лагонакского нагорья;
- предложения по уменьшению селевого риска и ущерба от селевых потоков и оползней.

**Район исследований.** Территория Всемирного природного наследия «Западный Кавказ», Фишт-Оштенский горный массив (включая г. Пшехасу), Лагонакское нагорье входят в горную часть Краснодарского края и Республики Адыгея. Нагорье Лагонаки и массив горы Фишт – часть гор Западного Кавказа в междуречье Белой и Пшехи. Административно нагорье располагается в Краснодарском крае (Апшеронский и Хостинский районы курорта Большой Сочи) и республике Адыгея (Майкопский район) (Ефремов, 2016) (рис. 1).

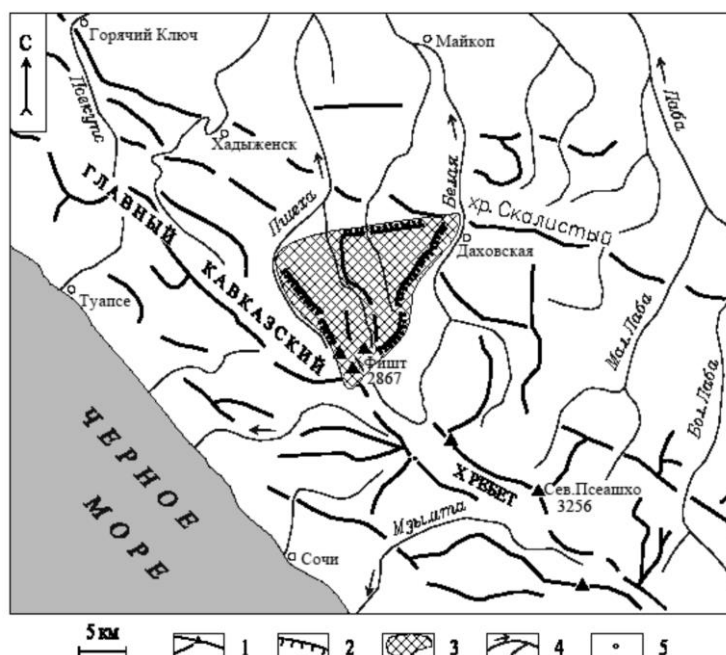


Рис. 1. Географическое положение Лагонакского нагорья. 1 – хребты, отдельные вершины; 2 – эскарпы (отвесные скальные склоны); 3 – Лагонакское нагорье; 4 – реки; 5 – населенные пункты.

### Результаты исследований

Мероприятия по защите инфраструктуры от селевых потоков направлены на уменьшение или ликвидацию селевой опасности. Такие мероприятия подразделяются на основные группы: проектные и технические, мелиоративные, организационно-хозяйственные. Коротко рассмотрим сущность этих мероприятий.

Проектные решения и технические мероприятия – проектирование и строительство различных противоселевых сооружений с целью предотвращения человеческих жертв, уменьшения возможного ущерба и ослабление селевых процессов. Такие мероприятия следует предусмотреть, поскольку в пределах Лагонакского нагорья и вблизи него планируется создание рекреационного комплекса, который находится в зоне проявления оползневых и селевых процессов и явлений.

Однако не всегда удается реализовать проектные решения и технические мероприятия, поскольку масштабы проявления опасных геологических процессов огромны, а мероприятия по предотвращению последствий требуют больших финансовых затрат и своевременных проектных решений.



К числу таких оползней - селевых объектов следует отнести потенциально опасный селевой бассейн в верховьях р. Белая на ее левом притоке р. Мутный Тепляк. Источником формирования селевого потока является оползень горы Гузерибль, который предположительно активизировался во 2-й половине декабря 2011 г.

Первое обследование последствий оползневой массы и схода селевых масс было выполнено в начале сентября 2012 г. группой сотрудников Института ОАО «Севкавгипроводхоз» под руководством Э.В. Запорожченко [2015].

Перекрытие долины оползневой массой в 2011 г. привело к формированию эфемерных водоемов в верхнем бьефе образовавшегося завала, питаемых стоком с прилегающих склонов. Поскольку оползневой массив изначально отличался высоким влагосодержанием и, в своей поверхностной части, выветрелым состоянием горных пород, озерные новообразования стали быстро прорываться, давая начало селевым грязе-каменным потокам. Объем оползневой массы (сентябрь 2012 г.) оценивается ~ в 1 500 000 м<sup>3</sup> материала, подготовленного к обрушению ~ 500 000 м<sup>3</sup>.

Последствия схода указанного селевого потока проявились в катастрофическом ухудшении органолептических свойств воды в р. Белая, выраженное высокой мутностью потока, не позволяющих использовать его в налаженной структуре централизованного водоснабжения населенных пунктов Республики Адыгея, расположенных в долине реки на всем ее протяжении, вплоть до г. Майкопа. Помутнению водотоков способствуют большое количество глинистых частиц в нижнеюрских породах и значительная скорость трансформаций очага селе формирования.

Масштабы запасов рыхлообломочного материала по селевым очагам 2-го левого притока р. Мутный Тепляк, а также их постоянное восполнение позволяют предположить, что возможно дальнейшее ухудшения качества воды в р. Белая. Как полагает Э.В. Запорожченко, сложившуюся масштабную проблему хозяйственного использования вод р. Белая решить инженерными методами не реально. Видимо, проблемы водоснабжения придется решать альтернативными источниками питьевой воды, которыми богата Республика Адыгея.

Не всегда проектные решения и реализация конструкторских предложений соответствуют природным условиям, и нередко построенные защитные сооружения разрушаются селевыми потоками и создают катастрофические ситуации. Яркий пример тому – селевые потоки в истоках р. Пшеха (на автомобильную дорогу) [Шуляков, 2015].

Селевые явления наблюдались здесь в октябре 2010 г. в горной части дороги, на высотах 1450-1600 м над уровнем моря (рис. 2, 3). Они были вызваны прорывом искусственного запрудного водоема за телом дорожной насыпи. Промоина в теле насыпи в ширину составила 18 м, в высоту около 20 м. Бетонные дренажные трубы, диаметром около метра, не справившиеся со своей ролью, были выброшены на несколько десятков метров вниз по балке, а русло изменилось до неузнаваемости. Кроме того, эта балка является потенциально селеопасной, ввиду того, что при ее обследовании выше места запруды были обнаружены более старые селевые отложения. Этот момент, видимо, не был учтен при проектировании дороги, что и привело к подобным последствиям [Шуляков, 2017] (рис. 3).



Рис. 2. Автомобильная дорога в верховьях р. Пшеха, построенная с нарушениями существующих норм и правил. Фото Д. Шулякова. Май 2011 г.



Рис. 3. Разрушенная селевым потоком автомобильная дорога в верховьях р. Пшеха. Фото Д. Шулякова. Сентябрь 2011 г.

Мелиоративные мероприятия – важнейший элемент контроля за селевыми процессами и явлениями. Способами гидро- и фитомелиорации в селевых бассейнах служат облесение и террасирование склонов, профилактический спуск эфемерных озер и др. Эффективным мероприятием по предотвращению селевой опасности является удаление строительных грунтов и мусора с селеопасных склонов с целью предотвращения смыва рыхлых отложений в селеопасные русла рек.

Накопление переотложенных грунтов и строительного мусора на крутых склонах, вырубка леса, подрезание склонов при прокладке дорог и других линейных коммуникаций создают потенциальную опасность схода антропогенных селевых потоков.

Например, сложный оползень-сель в Гуамском ущелье (бассейне р. Курджипс), спровоцированный в 1979 г. непродуманной хозяйственной деятельностью. При строительстве лесовозной дороги бурились в скальном массиве шурфы глубиной до 12 м, в них закладывались взрывчатое вещество и производились взрывные и дорожно-строительные работы, при этом известняковый массив дробился, в результате чего образовалось большое количество рыхлого материала, скальные породы силой взрыва

были расчленены трещины нами, которые заполнила талая и дождевая вода. Вследствие этого переувлажненный трещиноватый скальный массив верхней части обрушился вниз, выжатая из породы вода в средней части оползня образовала селевой поток, который перенасытил и утяжелил нижнюю часть склона, активизировал оползень на нижнем участке, по которому проходит узкоколейная железная дорога, в результате 200 м железнодорожного полотна было уничтожено, разрушен дом путевого обходчика, а сама обходчица погибла. Несмотря на явную угрозу повторения схода селевого потока, никаких серьезных работ по защите железной дороги, кроме расчистки полотна от селевых отложений, не было сделано

В декабре 1989 г. это явление повторилось, но в больших масштабах и со значительными разрушительными последствиями. Общая оползне-селевая масса отложенного материала в русле р. Курджипис составила примерно 470 тыс. куб. м. При этом было уничтожено около 130 м лесовозной дороги и повреждено около 200 м узкоколейки.

Оползневое тело длиной 1100 м и шириной в языковой части 410 м запрудило р. Курджипис, создав озеро, которое при прорыве могло создать воднокаменный поток, который мог создать угрозу нижележащим пос. Гуамка и Нижегородская. Тогда плотина была взорвана, и угроза возникновения селя ликвидирована.

В середине 1990-х и в начале 2000-х годов сообщение пос. Мезмай и пос. Гуамка прекратилось ввиду экономических причин. В 2006-2007 гг. железнодорожное полотно на всем протяжении Гуамского ущелья было восстановлено полностью. Однако при восстановлении железной дороги не учитывались строительные нормы и правила, не проводились противооползневые и противоселевые работы. Игнорирование СНиП и не профессиональный подход к реконструкции узкоколейки привели к разрушению значительного участка железнодорожного полотна [Шуляков, 2017] (рис. 4, 5).



Рис. 4. Полотно узкоколейной железной дороги в Гуамском ущелье р. Курджипис было уничтожено оползнем. Фото Д. Шулякова, апрель 2018 г.





Рис. 5. Неправильное техническое решение при восстановлении железной дороги привело к размытию ее полотна. Фото Д. Шулякова, апрель 2018 г.

Многие из сооружаемых объектов строятся в селеопасных зонах, вопреки существующим рекомендациям по уменьшению ущерба и риска в районах строительства. Некоторые сооруженные объекты создают потенциальную селевую опасность. К их числу следует автомобильную дорогу в бассейне р. Пшеха, при строительстве которой не учитывалась селеопасность этого района [Шуляков, 2012].

Организационно-хозяйственные мероприятия, в которые входят законы и постановления органов исполнительной власти РФ и местного самоуправления. Такие законодательные акты направлены на максимальное сохранение лесного покрова на склонах гор, ограничение нагрузки на горные пастбища, контроль и оповещение за надвигающейся селевой угрозой. Однако ремонтно-строительные организации и службы эксплуатации иногда нарушают существующие СНиПы и тем самым подвергают риску и ущербу строящиеся объекты от селевых и эрозионных процессов и явлений. Регистрация сошедших селевых потоков из-за отсутствия постоянных наблюдений за ними – сложная проблема. Поэтому сведения об их ходе носят эпизодический характер. Наилучшие результаты дает сочетание всех групп мер защиты, в особенности мелиоративной и технической. Основные мероприятия по защите хозяйственных и рекреационных объектов и регламентация действий, направленных на уменьшение селевой опасности, определены различными нормативными документами, руководствами и правилами.

### Выводы

Эффективность защиты населенных пунктов, промышленных и иных объектов от селевых потоков зависит от многих факторов. Большую роль в определении селевой опасности играет своевременное проведение специалистами обследований склонов и русел тех горных бассейнов, где когда-либо наблюдались селевые потоки или где их можно ожидать. Особое значение такие обследования имеют там, где внизу, на выходе селевого ущелья, расположены селения, дороги или другие объекты. Опытный глаз специалиста по отложениям предыдущих селей (их часто называют конусами выноса) и



по другим признакам всегда определит, возникали ли когда-либо сели в данном бассейне.

Для эффективной борьбы с селевыми потоками необходимо создать ведомственные мониторинговые службы. Главное предназначение таких подразделений – своевременное предупреждение населения и различных организаций о надвигающейся селевой угрозе. Это в первую очередь относится к населенным пунктам Гуамка, Гузерпль и Нижегородская.

Весь комплекс мероприятий по защите от селевых потоков должен осуществляться противоселевой службой или специализированными партиями, которые в настоящее время по разным причинам фактически не созданы.

Надо полагать, что в ближайшее время селевая опасность в указанном районе сохранится, если не будут разработаны дополнительные меры по уменьшению селевого риска и ущерба.

### Список литературы

- Ефремов Ю.В., Шуляков Д.Ю. (2016). Современные экзогенные процессы на Лагонакском нагорье (Западный Кавказ). Геориск, 3: 18-26.
- Запороженко Э.В. (2015). Селевые явления в бассейне р. Белая. Вестник КРОРГО. 8: 131-145. Краснодар: Издатель И. Платонов.
- Шуляков Д.Ю. (2012). Факторы активизации опасных экзогенных процессов (Апшеронский район) весной-осенью 2011 года. Вестник КРОРГО, 6: 66-70. Краснодар.
- Шуляков Д.Ю., Шулякова М.С., Рукинов Д.Ю. (2012). Строительство и эксплуатация объектов курортно-рекреационного комплекса в горных территориях как фактор активизации опасных природных процессов. Вестник КРОРГО, 6: 70-74. Краснодар.
- Шуляков Д.Ю., Погребницкая Ю.П. (2014). Опасные природные явления как фактор, препятствующий развитию курортно-рекреационного комплекса в горных и предгорных территориях Краснодарского края и республики Адыгея. Материалы Первой региональной конференции 29-31 октября 2014 г. Краснодар: Просвещение-Юг, 411-415.
- Шуляков Д.Ю., Чернявский А.С. (2015). Оползни и сели. Краснодар: Просвещение-Юг, 230 с.
- Шуляков Д.Ю. (2017). Последствия активизации опасных геологических процессов на Лагонакском нагорье (на примере Гуамского ущелья). Вестник КРОРГО, 9: 137-141. Краснодар: Издатель И. Платонов.



## Водоледовые потоки на реках Алматинской области

**В.В. Жданов**

*Институт географии МОН РК, Алматы, Казахстан, Zhdanovvitaliy@yandex.ru*

На горных реках юго-восточного Казахстана (Алматинская область) в зимний период неоднократно наблюдались водоледовые потоки. Самые катастрофические из них были 28 ноября 1987 г. на р. Киши Алматы и 5 января 2006 г. на р. Узынкаргалы. В первом случае был нанесен материальный ущерб, а во втором погибли люди. Потоки состояли из смеси воды, снега, льда и обладали селеподобным характером движения: кратковременный поток с большой скоростью течения и увеличением расходов воды. Он отличается от классических ледовых заторов и зажоров на реках. Максимальный расход воды достигал 120 м<sup>3</sup>/с, а объем отложений 20-30 тысяч м<sup>3</sup>. В условиях мягкого зимнего климата ледостав на горных реках Алматинской области – явление редкое. Но, во время холодных ультраполярных вторжений происходит резкое понижение температуры воздуха до 20-25° мороза. Период похолодания может длиться 7-10 дней. Это вызывает аномальную ледовую обстановку. В русле образуются ступенеобразные конструкции, состоящие из внутриводного и донного льда. Происходит резкое повышение уровня воды более чем на 1 м. Во всех случаях водоледовые сели были сформированы во время подвижки льда после резкого потепления, когда ледовые «ступени» быстро теряли устойчивость.

*водоледовый поток, горные реки, ледостав, ущерб, резкое похолодание*

## Water-ice flows on the rivers of the Almaty region

**V.V. Zhdanov**

*Institute of Geography MES RK, Almaty, Kazakhstan, Zhdanovvitaliy@yandex.ru*

On the mountain rivers of southeastern Kazakhstan (Almaty region) in the winter period water-ice flows were repeatedly observed. The most catastrophic of them were in November 28, 1987 on the Kishi Almaty river and January 5, 2006 on the Uzynkargaly river. In the first case, material damage was caused, and in the second, people were killed. The streams consisted of a mixture of water, snow, ice and had a debris flow character of motion: a short-term flow with a high flow velocity and an increase in water flow. It differs from classical ice congestion and gluttons on the rivers. The maximum water flow rate reached 120 m<sup>3</sup>/s, and the volume of sediments is 20-30 thousand m<sup>3</sup>. In conditions of mild winter climate, the ice sheet on the mountain rivers of the Almaty region is a rare phenomenon. But, during the cold ultra-polar intrusions, the air temperature drops sharply to 20-25 degrees below zero. The cooling period can last 7-10 days. This causes an abnormal ice situation. In the channel are formed "ice steps" structures, consisting of intra- and bottom ice. There is a sharp increase in the water level by more than 1 m. In all cases, the water-ice flows were formed during the ice movement after a sharp warming, when the ice "steps" quickly lost their stability.

*water-ice flow, mountain rivers, freezing, damage, sharp cooling*



## Цели и задачи исследований

После гибели людей в водоледовом потоке на реке Узынкаргалы в 2006 г. возникла необходимость изучения этого редкого явления. Работой занялся отдел селевых проблем РГП «Казгидромет» под руководством Б.С. Степанова. Необходимо было определить условия зарождения водоледовых потоков и разработать возможную методику прогноза. Прогноз аномальной ледовой обстановки и возможности прорыва поможет Комитету по чрезвычайным ситуациям принять меры по снижению рисков бедствия.

## Методы исследования

В течении нескольких лет проводились полевые выезды на горные реки в зимний период, собиралась информация о ледовой обстановке и погоде в архивах РГП «Казгидромет», проводился обзор научной литературы и публикаций по этой теме, анализировались синоптические карты и климатические данные. Затем была проведена компьютерная обработка данных и моделирование водоледового потока. Разработан экспериментальный метод прогноза и передан в отдел гидрологических прогнозов для производственных испытаний.

## Сведения о водоледовых потоках

В зимний период на горных реках Алматинской области в периоды резких похолоданий отмечается аномальная ледовая обстановка. Она выражается в скоплениях донного и внутриводного льда. В результате в руслах рек образуются ступенеобразные водо-ледяные образования, а уровень воды поднимается на 80-100 см. Это сильно усложняет эксплуатацию гидротехнических сооружений. В период разрушения ледяных конструкций наносится незначительный ущерб водо-хозяйственным объектам [Назаров, 1968; Медев, 2016]. Обычно явление не достигает катастрофических размеров, за исключением нескольких случаев.

Водоледовый сель на реке Кишы Алматы (Малая Алматинка) 28 ноября 1987 г. Впервые подробные сведения о водоледовом потоке на северном склоне Илейского Алатау приводятся в статье [Мочалов, Шевырталов, 1989]. Вторжение холодных масс воздуха с Карского моря в период 24–27 ноября 1987 г. привело к понижению температуры воздуха 25 ноября до  $-23,8$  °С, при средней многолетней температуре воздуха в ноябре  $0,8$  °С. Переохлаждение воды в реках обусловило формирование внутриводного льда, ледяных мостов, выхода части воды на некоторых участках за пределы русла.

По словам очевидцев, подвижка льда была вызвана работой бульдозера, который между 12 и 13 часами в день формирования паводка разрушил ледяные образования в русле реки. Возникший при этом затор льда привел к образованию водохранилища объемом 25–30 тыс. м<sup>3</sup>, прорыв которого привел к увеличению расходов воды. Поток двигался в виде одной паводочной волны и состоял из смеси воды с большим содержанием битого льда, снежуры, подводного льда. Паводочная волна прошла более 6 км от вододелителя на р. Киши Алматы – р. Весновка до защитной плотины на проспекте аль-Фараби. Перед входом в селехранилище расход потока составил почти 120 м<sup>3</sup>/с. Скорость потока менялась в пределах от 1 до 4 м/с. Были повреждены водохозяйственные сооружения и мосты. Поток обладал селеподобным характером движения.

Водоледовый сель на реке Узынкаргалы 5 января 2006 г. Спустя почти 20 лет подобное явление повторилось вновь. Сведения о нем приводятся в статье [Яфязова, 2007]. Резкое понижение температур воздуха 1–6 января 2006 г., вызванное арктическим вторжением, привело к образованию внутриводного льда и повышению уровня воды на реках северного склона Илейского Алатау. Наиболее сильно оно проявилось на реке Узынкаргалы. Сформировался он в 1,5 км выше селезащитной плотины и был частично задержан. Объем отложений в селехранилище, составил 10–15 тыс. м<sup>3</sup>. Но значительные расходы воды привели к формированию потока на участке реки ниже плотины. Водоледовый сель обладал огромной разрушительной силой. Поток проломил часть

железобетонного забора суконной фабрики. В селе Узынкаргалы был разрушен пешеходный мост, при этом погибли 2 человека. Последствия показаны на рис. 1.



Рис. 1. Мост, разрушенный водоледовым селем в 2006 г. Фото Яфязовой Р.К., сделанное во время обследования

В описываемый период времени подобная ледовая обстановка наблюдалась и на других реках северного склона Илейского Алатау. Селевые явления имели место на реках Каскелен и Аксай, но заметного ущерба они не нанесли. На гидрологическом посту Алматы (река Киши Алматы) с 1 по 8 января 2006 г. наблюдался рост уровня воды более чем на 80 см.

Водоледовый селя на реке Байынкол в декабре 2008 г. 28 декабря 2008 г. на реке Байынкол (хребет Меридиональный, граница с Китаем) в районе пограничной заставы «Байынкол» отмечалось прохождение водоледового селя [Жданов, 2008].

Потоком было выбито несколько бревен из опоры моста. По словам наблюдателей гидрологического поста «Байынкол», поток состоял из смеси воды и льда. Около моста высота ледовых образований достигала метра. В предшествовавший селю срок наблюдений на гидропосту отмечался подъем уровня воды только на 16 см и было отмечено явление: забереги, ледяные мосты, внутриводный лед.

По словам местных жителей, подобное явление на реке Байынкол наблюдалось неоднократно. Несколько лет назад был разрушен старый деревянный мост. Значительных разрушений и жертв потоки не вызывали из-за малонаселенности территории. В этом районе расположена только погранзастава и гидропост. Все строения находятся на значительном расстоянии от реки. По характеру движения и причинным разрушениям поток напоминает водоледовые сели, произошедшие на реке Киши Алматы в 1987 г. и реке Узынкаргалы в 2006 г. [Степанов, 2009].

### Результаты исследований

Водоледовые потоки – один из видов селевых потоков, в которых твердая составляющая представлена обломками льда с участием снега и обломков горных пород [Котляков, 1984]. Водоледовые сели бывают ледникового и речного генезиса. Водоледовые сели речного генезиса образуются в период зимних оттепелей вследствие срыва ледяных порогов из донного льда или прорывов снежных завалов, созданных



лавинами. Твердая составляющая потока формируется из тел ледяных порогов, снежных завалов, наледей, шуги и русловых отложений. В настоящее время эти потоки относят к параселевым (селеподобным) явлениям. В литературе так же используется термин водоледяной сель [Перов, 2012].

Водо-ледяные образования, приводящие к формированию водоледовых селей на горных реках Алматинской области, возникают при среднесуточной температуре воздуха ниже  $-20^{\circ}\text{C}$ . В ходе похолоданий образуется лед в поверхностном слое водного потока и по всей его глубине. Условия, благоприятствующие этим процессам, создаются при резком понижении температуры воздуха, когда ледяной покров на реках еще не сформировался. Теплообмен воды с воздушными массами происходит на больших площадях при малой глубине водного потока и интенсивном его перемешивании.

Отмстка русел горных рек, определяющая характер перемешивания, образуется водными потоками, транспортирующими большое количество наносов в конечной фазе селевых процессов. Это приводит к тому, что русло в продольном направлении приобретает ступенеобразный характер (рис. 2).



Рис. 2. Формирование водо-ледяных образований на реке Узынкаргалы. Фото Яфязовой Р.К.

Если процесс образования ледяного покрова происходит в результате резкого перепада температуры воздуха от положительных значений к отрицательным, ледообразование происходит во всей массе воды. Переохлаждение водных масс сопровождается образованием шуги и движением ее вниз по течению. Формирование ледяного покрова в местах малой водопрпускной способности происходит путем образования перемычек между заберегами и венками, образующимися вокруг камней, выступающих над поверхностью потока [Чижев, 1972].

Остановка движения слоя воды в результате замерзания его фронтальной зоны приводит к дальнейшему увеличению уровня воды в реке и выходу ее на вновь образованный ледяной покров. При этом образуется «слоеный пирог», состоящий из тонких прослоев воды и льда. В результате русло и пойма реки заполняются водоледяными образованиями, объем которых, может более чем на порядок превышать



объем воды при прохождении катастрофических дождевых паводков в теплый период года (рисунок 3).

Подпитка воды теплом от речного ложа приводит к тому, что постепенно согревающийся «слоеный пирог» может сохраняться несколько суток. Это делает все водо-ледяное образование крайне неустойчивым. Если прочность одного из водо-ледяных образований окажется меньше разрушающих сил, происходит срыв.



Рис. 3. Структура водо-ледяной ступени на горной реке (продольный разрез).

По характеру движения водоледовый селя принципиально отличается от прорыва заторов и зажоров. В результате разрушения заторов и зажоров основная масса воды, льда и снега, образующая прорывную волну накапливается в их верхнем бьефе. Высота прорывной волны и ее скорость уменьшаются по мере удаления волны от створа, в котором образовался затор или зазор [Великанов, 1964]. В водоледовых потоках отмечается увеличение паводочной волны вниз по течению.

Ступенеобразная форма водо-ледяных образований на горных реках, текущих на значительных уклонах (2–5 градусов), благоприятна для описанных выше механизмов увеличения расхода водоледовых потоков. Надвигаясь под действием силы инерции на практически горизонтальную поверхность очередной водо-ледяной ступени и взламывая ее, фронтальная часть потока увеличивает на какое-то время свою глубину на высоту водо-ледяной ступени. Образующаяся при этом одиночная волна распространяется как вниз, так и вверх по течению реки. В результате такой «накачки» размеры селя увеличиваются [Степанов, 1985]. После прохождения водоледового селя русло реки зачищаются ото льда и снега. Послеселевой паводок практически отсутствует.

Условия для формирования водоледовых селей возникают при затоке холодных воздушных масс из районов Скандинавии, Карского и Баренцева морей на территорию юго-восточного Казахстана. Анализ синоптических условий резкого понижения температур воздуха, которые вызывали рост водо-ледяных образований, показал, что во всем случаях предшествовала аномально теплая погода. Аномалии температур воздуха составляли 1–12 °С выше нормы. В атмосфере наблюдалось преобладание западных и юго-западных потоков, способствовавших переносу теплого воздуха на территорию Алматинской области [Коженкова, 1967; Бугаев, 1957]. Это способствовало разрушению или отсутствию ледяного покрова на реках. Все случаи резкого понижения температуры воздуха связаны с северными холодными азиатскими (ультраполярными) вторжениями. Сборно-кинематическая карта показана на рисунке 4. Тесная связь между интенсивным началом образования льда и ультраполярными вторжениями говорит о возможности среднесрочного прогнозирования аномальной ледовой обстановки на горных реках.

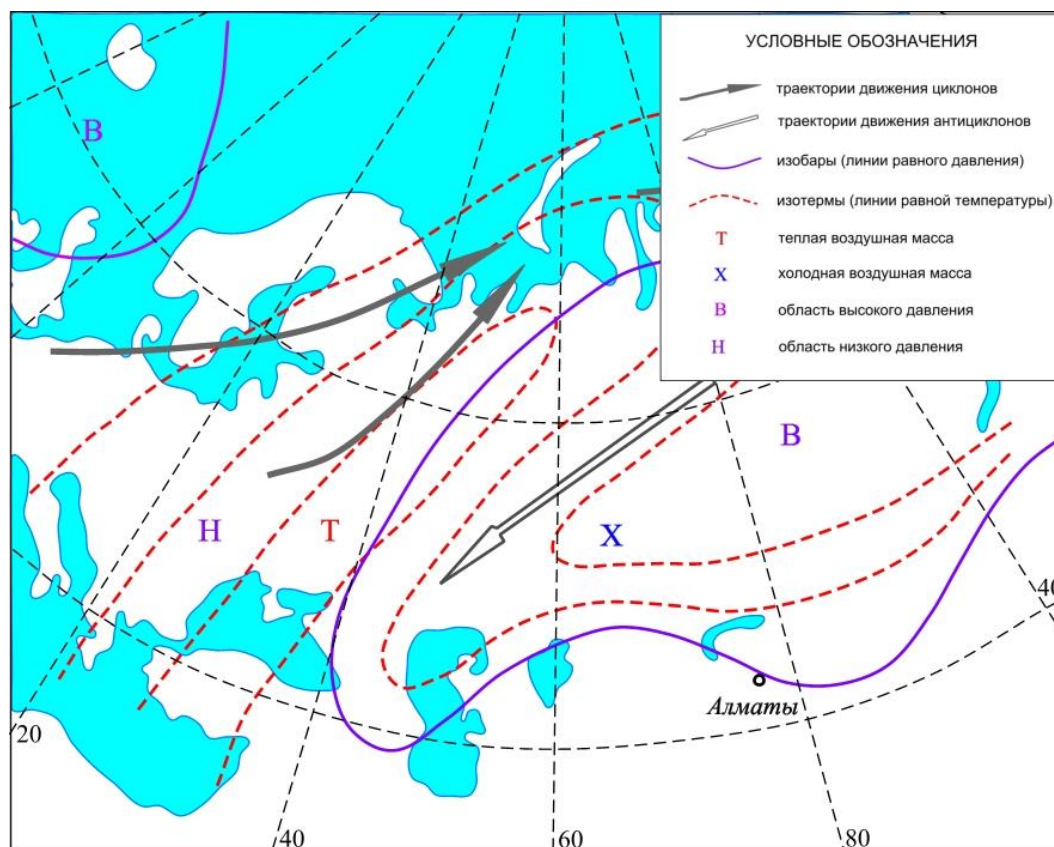


Рис. 4. Карта ультраполярных азиатских вторжений, вызывающих резкие похолодания в Алмадинской области.

Прогноз водоледовых селей представляет собой оценку ситуации, при которой вероятность возникновения их резко возрастает. Прогноз состоит из двух этапов среднесрочного и краткосрочного. Прогноз похолодания при ультраполярном вторжении имеет заблаговременность 3-5 суток. В дальнейшем производится расчет критического роста уровня воды в реках. Изменение уровня воды зависит от суммы среднесуточных отрицательных температур воздуха. Заблаговременность метода расчета – 1-3 суток. Для анализа используются данные реперного гидрологического поста Алматы-Дамба. Экспериментальный метод прогноза прошел производственные испытания в Казгидромете в период 2007-2009 гг. и показал хорошие результаты.

### Выводы

На горных реках Алмадинской области неоднократно отмечалось прохождение катастрофических водоледовых потоков. Они наносили значительный ущерб и вызывали человеческие жертвы.

По характеру движения паводочной волны эти потоки следует отнести к селеподобным. Они сильно отличаются от заторов и зажоров на равнинных реках.

Водоледовые сели формировались во время резких потеплений, которым предшествовали сильные похолодания. Это приводило к внезапному разрушению ступенеобразных водо-ледяных образований в русле реки.

Причиной образования аномальной ледовой обстановки на реках всегда являлись холодные ультраполярные вторжения, при которых заток холодных воздушных масс с территории Карцева и Баренцева морей приводил к сильному похолоданию на юго-востоке Казахстана.

Разработано научное обоснование для прогнозирования водоледовых селей. Новый метод внедрен в практику работы Гидрометслужбы Казахстана. Этот опыт может быть полезен и в других странах.





### Список литературы

- Бугаев В.А., Джорджио В.А. (1957). Синоптические процессы средней Азии. Ташкент: АН УзССР, 650 с.
- Великанов М.А. (1964). Гидрология суши. Л.: Гидрометеиздат, 403 с.
- Гляциологический словарь (1984). Под ред. В.М. Котлякова. Л.: Гидрометеиздат, 528 с.
- Жданов В.В. (2008). Водоледовый сель на реке Баянкол в декабре 2007 г. Гидрометеорология и экология, 2–3: 156–159.
- Коженкова З.П. (1967). Курс лекций по синоптической метеорологии. Алма-Ата: КазГУ, 544 с.
- Медеу А.Р., Баймолдаев Т.А., Киренская Т.Л. (2016). Селевые явления Юго-Восточного Казахстана: Антология селевых явлений и их исследования. 4(1), Алматы. 576 с.
- Мочалов В.П., Шевырталов Е.П. (1989). Краткие сведения о паводке на р. Малая Алматинка 28 ноября 1987 г. Селевые потоки, 11: 76-78. М.: Гидрометеиздат.
- Назаров Ц.А. (1968). Водоселевые потоки на горных реках Казахстана. Труды координационных совещаний по гидротехнике. 42: 110-115. Л.: Энергия.
- Перов В.Ф. (2012). Селеведение. Учебное пособие. М., Географический факультет МГУ, 272 с.
- Степанов Б.С., Яфязова Р.К., Жданов В.В. (2009). Водоледяные сели. К механизму формирования водоледяных конструкций. Гидрометеорология и экология, 3: 143–152.
- Степанов Б.С. (1985). Транспортно-сдвиговый и сдвигово-эрозионный селевые процессы. Селевые потоки, 9: 3-16. М., Гидрометеиздат.
- Чижов А.Н. (1972). Особенности загорообразования на горных реках. Труды ГГИ, 192: 44–52.
- Яфязова Р.К. (2007). Природа селей Заилийского Алатау: Проблемы адаптации. Алматы, 158 с.



## Предпосылки к усилению селевой деятельности в горах Западного Саяна

**Е.С. Зелепукина, С.А. Гаврилкина, Г.В. Пряхина**

*ФГБОУ ВО Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, Санкт-Петербург, Россия, s.gavrilkina@spbu.ru, e.zelepuкина@spbu.ru, g.pryakhina@spbu.ru*

Активное освоение горных территорий, приводящее к значительным нарушениям природных экосистем, делает проблему увеличения числа и повторяемости опасных природных явлений особенно актуальной. В ходе комплексных ландшафтно-гидрологических исследований в бассейне реки Абакан были зафиксированы многочисленные следы схода небольших селевых потоков. Анализ природных и антропогенных факторов селеобразования показал, что в семигумидных условиях низко- и среднегорий северного макросклона Западного Саяна формирование селей является следствием деградации таежного пояса, вызванной многолетними лесозаготовительными работами. Сведение леса на крутых и среднекрутых склонах, сопровождаемое нарушением целостности почвенного покрова, привело к активизации склоновых процессов и, как следствие, формированию эрозионных ложбин и повышению вероятности селеобразования. Учитывая значительные объёмы заготовки древесины и низкие темпы естественного возобновления древесной растительности при отсутствии лесовосстановительных работ, можно предполагать как повторные сходы селевых потоков, так и образование новых очагов. Применение ландшафтно-гидрологического подхода позволяет, понимая механизм формирования селей, выявить потенциальные очаги селеобразования.

*опасные гидрологические явления, селевой бассейн, противозэрозийная функция леса, факторы формирования селей*

## Prerequisite for enhanced mudflow activity in West Sayan mountains

**E.S. Zelepuкина, S.A. Gavrilkina, G.V. Pryakhina**

*Federal state institution of higher education Saint-Petersburg state university, Institute of Earth Sciences, Saint-Petersburg, Russia, s.gavrilkina@spbu.ru, e.zelepuкина@spbu.ru, g.pryakhina@spbu.ru*

An active development of mountain areas causes significant violations of natural ecosystems and to be regarded as an actual and important one within the context of increase in the number and repeatability of natural hazards. Numerous examples of small mudflows were recorded in the Abakan river basin during the hydrological and landscape integrated research. An analysis of natural and anthropogenic factors of mudflows formation revealed that in semi-humid conditions of low- and middle-level northern West Sayan highlands taiga belt degradation owing to long-standing logging leads to mudflows formation. Obvious deforestation on steep slopes accompanied by serious disturbance of soil cover has consequently resulted in slopes erosion intensification, slope hollows development and considerably increased possibility of mudflows occurrence. Taking into account the serious volume of logged wood and a low growth of natural tree cover regeneration against the absence of reforestation it can be expected that both repeated and new mudflows are quite possible. Aware of the mudflow occurrence specifics, the landscape-hydrological approach allows reveal its potential hotspots.



*hydrological hazards, mudflow basin, forest conservation role, mudflows formation factors*

## Введение

Наличие существенных перепадов высот, преобладание территорий со значительными уклонами, высокая степень расчленённости рельефа в совокупности с эффектом активной горно-долинной циркуляции и пр. определяет природные предпосылки возникновения опасных гидрологических явлений. Но в силу ряда объективных трудностей (редкая сеть постов режимных наблюдений, скудность эмпирических материалов из-за труднодоступности и малоизученности многих районов, внезапность явлений и др.) прогнозирование их возникновения крайне затруднительно. Поэтому важную роль в процессе изучения таких опасных явлений, как сели, принадлежит междисциплинарным исследованиям.

В ходе комплексных ландшафтно-гидрологических исследований сотрудников СПбГУ, проводимых в период 2011-2017 гг. на территории Западного Саяна в бассейне р. Абакан были зафиксированы многочисленные следы сходов небольших селевых потоков. При этом согласно районированию селеопасных территорий [Перов, 1976] горы юга Сибири характеризуются средней степенью селеопасности только на Алтае и Восточном Саяне; а территория Западного Саяна в целом вообще не относится к селеопасным районам.

Изменение естественного селевого режима территории может быть вызвано действием как природных (климатических, тектонических и др.), так и антропогенных (например, открытые разработки полезных ископаемых, заготовка древесины) факторов. Целью настоящей работы является выявление причин возникновения нехарактерных для территории низко- и среднегорных частей хребта Западный Саян опасных гидрологических явлений.

## Результаты и обсуждение

Важнейшим природным фактором возникновения и частоты повторяемости опасных гидрометеорологических явлений является увеличение количества осадков, особенно ливневого характера. По данным В.А. Семёнова [Семёнов, 2012] на азиатской территории России интенсивность ливней увеличилась в начале XXI в. При изучении климата Алтае-Саянского региона в качестве количественных характеристик интенсивных осадков использовались следующие индексы, предложенные Всемирной метеорологической организацией: R10 (количество дней с осадками не ниже 10 мм) и max5 (максимум сумм осадков, выпадающих в течение пяти дней подряд, способных вызвать переувлажнение почв и грунтов и как следствие – связанные с ними особо опасные явления). Анализ рядов суточных данных метеостанций, расположенных как в семиаридных, так и в семигумидных условиях рассматриваемого региона за период с 1961 по 2012 гг. [Мосолова и др., 2016] показал, что тренд к незначительному увеличению количества атмосферных осадков выявлен только для внутригорных котловин (метеостанции Минусинской и Тувинской котловин), тогда как в среднегорье, напротив, отмечено их сокращение [Ганюшкин и др., 2015]. В многолетнем ходе максимума 5-дневных сумм осадков прослеживается уменьшение этого показателя на всех рассматриваемых станциях. Таким образом, наблюдающееся в регионе увеличение количества опасных явлений не является климатообусловленным.

Основными морфометрическими характеристиками рельефа, определяющими условия развития селевых процессов, служат абсолютная высота, ярусность, глубина и густота расчленения рельефа. В целом на территории Западного Саяна участки высокогорий, занятые каменными или щебнистыми осыпями (гранитов, сланцев, серпентинитов и др.) с отсутствующим или плохо развитым почвенно-растительным



покровом, занимают относительные малые площади. Большая часть среднегорий покрыта лесными ландшафтами с хорошо развитым подлеском и моховым покровом, выполняющими важную регулирующую и противозерозионную функцию: древесная растительность армирует субстрат корневой системой, а лесная подстилка, отличающаяся большой водопроницаемостью и водопоглотительной способностью, замедляет и уменьшает поверхностный сток, переводя значительную его часть во внутригрунтовый и защищая, таким образом, склоны от размыва. Изменение состояния и структуры почвенно-растительного покрова, оказывающего прямое влияние на режим и параметры стока, является одной из предпосылок изменения условий селеформирования на склонах гор.

Масштабные рубки в горах юга Сибири ведутся уже более полувека; происходит очевидное изменение соотношения условно коренных таёжных и вторичных лесов. Исследования динамики ландшафтной структуры Западного Саяна на юге Красноярского края [Gavrilkina, Zelepukina, 2017] показали заметные изменения структуры таежного пояса: значительное сокращение площадей темнохвойных кустарничково-зеленомошных лесов в среднегорьях и особенно кедровых разнотравных лесов в низкогорьях, которые в настоящее время замещены производными мелколиственными и хвойно-мелколиственными разнотравными лесами, представляющими собой различные стадии послерубочных и постпирогенных сукцессий. Роль вторичных лиственных лесов как регуляторов стока значительно уступает коренным хвойным. Согласно данным [Буренина и др., 2011], в первые годы после рубок до 60 % от суммы атмосферных осадков переходит в сток; суммарная величина стока приближается к исходным характерным значениям коренных насаждений не ранее, чем через 10 лет после рубок.

Кроме того, в силу развития технологии лесозаготовок в последние десятилетия рубкам подвергаются леса на склонах крутизной более 15 градусов, что способствует усилению склоновых процессов. Таким образом, сведение лесных массивов в горах неминуемо сказывается на активности селевых процессов, поскольку эрозия склонов и твердый сток рек находятся в прямой связи с лесистостью бассейна и структурой лесного покрова.

Хотя соотношение лесопокрытых и безлесных территорий в регионе в целом изменилось не значительно, сам факт схождения многочисленных небольших по объему селевых потоков свидетельствует об изменении режима селеопасности. По нашему мнению, в условиях высокой степени антропогенного преобразования таежного пояса показатель «лесистости» при оценке селеопасности территории недостаточно информативен. Более полный учёт локальных факторов формирования и перераспределения стока возможен при использовании соотношения коренных и вторичных лесов [Пряхина и др., 2017].

Последствия изменения режима селеопасности были неоднократно отмечены в низкогорной части северного макросклона Западного Саяна, например, на участке действующей автомобильной трассы «Абаза–Ак-Довурак» (рис. 1). В силу медленно восстанавливающейся стабилизирующей функции леса подобные сели (сформированные на склонах, подверженных промышленным рубкам) отличаются локальным распространением, повышенной повторяемостью и различной величиной селевых выносов, наносящих ущерб инженерным сетям и дорожной инфраструктуре территории. Отметим, что следы опосредованного влияния лесозаготовок на изменение режима селеопасности в Таштыпском районе Хакасии расположены в целом вдали от источников прямого техногенеза – мест добычи руд и песков.



Рис. 1. Примеры схода селевых потоков в бассейне реки Она (фото Гаврилкиной С.А., 2016 г.).

Относительно небольшие размеры (ширина потока, размер селеактивной площади, объём выноса и пр.) не позволяют отнести зафиксированные сели к сейсмогенным при том, что Саяны в целом характеризуются достаточно высокой сейсмической активностью.

Прямое техногенное воздействие на природные системы при проведении горнодобывающих работ в силу высокой интенсивности и масштабности чаще всего приводит к уничтожению не только отдельных элементов, но и ландшафта в целом. При добыче полезных ископаемых открытым способом, помимо полного уничтожения почвенно-растительного покрова, необратимо меняется форма и уклоны долин и склонов, образуются огромные объёма рыхлого делювиального материала, что способствует резкому увеличению твёрдого стока и возникновению «селевого состояния» на отрезках не селевых рек (рис. 2).

Особую опасность представляет совместное однонаправленное действие нескольких факторов формирования селей. В этом случае возникает угроза не только для объектов инженерной инфраструктуры, но и для жилых построек населённых пунктов. Так, например, ниже по течению от места добычи полезных ископаемых в долине р. Большой Анзас склоны, занятые спелым темнохвойным лесом, разбиты на делянки и размечены под рубки на десятках квадратных километров. Столь масштабное сведение леса на территории одного водосборного бассейна приводит к увеличению поверхностного стока и, учитывая запас имеющегося рыхлого материала, делает территорию потенциально селеопасной даже при незначительных уклонах главного русла реки не только в случае прорыва плотин при горных разработках, но и при затяжных ливнях.



Рис. 2 Разработки открытым способом: трансформированное русло р. Бол. Анзас, хребет Шаман (фото Гаврилкиной С.А., 2016 г.).

В условиях существенной антропогенной трансформации таёжного пояса при оценке селевой опасности территории представляется целесообразным применение комплекса методов смежных дисциплин. Принимая во внимание размах и продолжительность лесозаготовительных работ в горах юга Сибири, в первую очередь необходимо выявить территории с нарушенным или уничтоженным лесным покровом (рис. 3а) в ходе экспедиционных исследований, а также на основе дешифрирования космических снимков, с обязательной характеристикой почвенно-растительного покрова, определяющего стокоформирующие параметры ландшафта. Нарушение стабилизирующей функции леса приводит к усилению денудации, скорость которой напрямую связана с высотой и крутизной склонов. Поэтому для территорий, подвергнутых значительному изменению структуры древостоя в ходе рубок или пожаров, необходим детальный анализ морфометрических характеристик долин водосборных бассейнов (общая площадь и форма бассейна, распределение площадей по высотным интервалам, уклон рельефа на склонах, уклон главного русла, густота речной сети) с применением цифровых моделей рельефа высокого разрешения (рис. 3 б,с).

Кроме того, в пределах водосборных бассейнов, следует определять не только долю лесопокрытой территории, но и соотношение производных и условно коренных лесов, поскольку в условиях высокой степени расчленённости территории летние ливневые осадки хотя и носят очаговый характер, но, выпадая над нарушенными ландшафтами (с возросшим объёмом слабо укрепленного делювия), приводят к образованию новых селевых очагов. Даже спустя 20-30 лет на мелколиственной стадии восстановительных сукцессий стабилизирующая функция леса полностью не восстанавливается. В этой связи следует отметить явную недостаточность проводимых в регионе лесовосстановительных работ.

### Заключение

Выявленные следы схода селевых потоков свидетельствуют об изменении селевого режима в низкогорьях и среднегорьях Западного Саяна. Анализ природных и антропогенных предпосылок усиления селевой деятельности показал приоритетное влияние последних. При этом в условиях активной горно-долинной циркуляции формирование селей на склонах средней крутизны является следствием деградации таежного пояса, что вызвано преимущественно многолетними масштабными

лесозаготовительными работами. Таким образом, возникает необходимость в переоценке селевой опасности рассматриваемого региона. Предлагаемый ландшафтно-гидрологический подход к учету критериев селеопасности позволит не только выявить районы, где достаточными превентивными мерами будут лесовосстановительные работы и научно обоснованная организация лесозаготовок (касающаяся в том числе запрета рубок в летний период), но и локализовать участки, где уже остро обозначилась необходимость селезащитных (селезадерживающих и селеотводящих) сооружений.

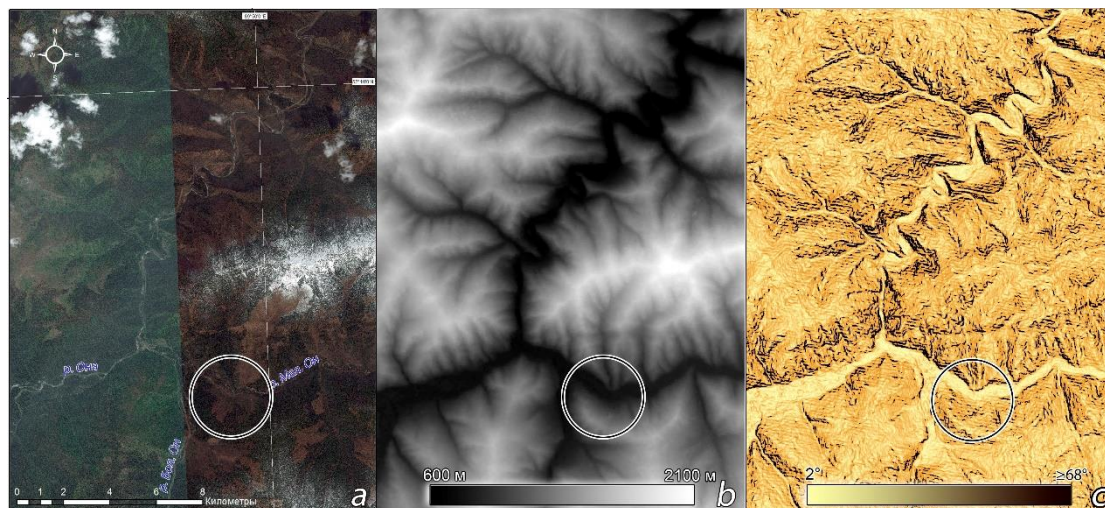


Рис. 3. Применение ландшафтно-гидрологического подхода при оценке селеопасности. а – снимок, б – цифровая модель рельефа, с – модель уклонов (выделен участок сплошной вырубки)

### Благодарности

Работа выполнена при финансовой поддержке Русского географического общества (проект № 18.63.99.2017 «Комплексная оценка природно-климатических условий и ресурсных возможностей создания транспортной системы на территории Красноярского края и Южной Сибири»).

### Список литературы

- Буренина Т.А., Овчинникова Н.Ф., Федотова Е.В. (2011). Изменение структуры водного баланса на вырубках черневой тайги Западного Саяна. География и природные ресурсы, 1: 92-100.
- Ганюшкин Д.А., Зелепукина Е.С., Гаврилкина С.А. (2015). Прогнозы динамики ландшафтов массива Монгун-Тайга (юго-западная Тыва) при заданных сценариях изменений климата. В мире научных открытий, 4: 273-307.
- Мосолова Г.И., Осипова Т.Н., Пряхина Г.В. (2016). Многолетние изменения индексов экстремальности климата за теплый период года в Алтае-Саянском регионе (Западный Саян, Кузнецкий Алатау). Известия Русского географического общества, 5: 24-33.
- Перов В.Ф. (1976). Районирование селеопасных территорий СССР. Селеопасные районы Советского Союза. Под ред. В.Ф. Перова. Изд-во Московского университета, Москва, 287-293.
- Пряхина Г.В., Зелепукина Е.С., Журавлев С.А., Осипова Т.Н., Амбурцева Н.И., Виноградова Т.А. (2017). Оценка стока с малых горных водосборов методами гидрологического моделирования. Вестник Московского университета. Серия 5: География, 1: 29-37.
- Семенов В.А. (2012). Климатообусловленные изменения повторяемости и взаимосвязь опасных гидрометеорологических явлений на азиатской территории России. В кн.: Климатология и гляциология Сибири: материалы Междунар. науч.-практич. конф. Томск, 274-276.
- Gavrilkina S., Zelepukina E. (2017). Dynamics of mountain forest ecosystems in the continental sector of Siberia: patterns and reasons. In: 17<sup>th</sup> International multidisciplinary scientific geoconference SGEM 2017. Conference proceedings. 17(32): 797-804.



## Защита от селевых потоков на острове Сахалин

**Е.Н. Казакова, Н.А. Казаков, Ю.В. Генсировский**

*ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Сахалинский филиал, Сахалин, Россия, kazakovana@fegi.ru*

Территория о. Сахалин характеризуется высокой степенью селевой активности. Воздействию селей подвержены территории 30 населенных пунктов острова, в том числе 7 городов (Южно-Сахалинск, Невельск, Холмск, Макаров и др.), а также автомобильные и железные дороги, в том числе регионального и федерального значения. В населенной зоне о. Сахалин преобладают селевые потоки небольших объемов (0,5-10 тыс. м<sup>3</sup>), однако, в горных районах острова объемы селей могут превышать 300 тыс. м<sup>3</sup>. Сели большого объема достигают днищ долин, в которых расположены населенные пункты, в том числе г. Южно-Сахалинск. Для селей большого объема характерна редкая повторяемость, в связи с чем основной ущерб, причиняемый селями населению и хозяйству острова, в настоящее время заключается в завалах автомобильных и железных дорог и территорий населенных пунктов. В ряде случаев селевыми потоками повреждались жилые дома в г. Макаров, г. Невельск и других населенных пунктах. Тем не менее, в настоящее время противоселевая защита есть на крайне малом количестве селеопасных участков на территории острова: на нескольких участках автомобильных и железных дорог на восточном побережье и на трассе нефтегазопроводов проекта "Сахалин-2". В работе рассматривается современное состояние противоселевой защиты на территории о. Сахалин, а также приводятся примеры противоселевых мероприятий, проведенных по проекту лаборатории лавинных и селевых процессов Сахалинского филиала ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН.

*защита от селевых потоков, Сахалин, селевая опасность, селевой поток, селя*

## Debris flow protection on Sakhalin Island

**E.N. Kazakova, N.A. Kazakov, Y.V. Gensiorovskiy**

*Far East Geological Institute of Far Eastern Branch of Russian Academy of Science, Sakhalin Branch, Sakhalin, Russia, kazakovana@fegi.ru*

The territory of Sakhalin Island is characterized by a high degree of debris flow activity. The debris flows influence on the territory of 30 settlements of the island, including 7 cities (Yuzhno-Sakhalinsk, Nevelsk, Kholmsk, Makarov, etc.), as well as roads and railways. The debris flows of small volumes (0.5-10 thousand m<sup>3</sup>) are dominated in the populated area of Sakhalin Island, however, in mountainous areas of the island, the mudflow may exceed 300 thousand m<sup>3</sup>. Debris flows of large volume reach the bottoms of the valleys, in which the settlements are located. Debris flows of large volume have a rare frequency, and as a result, the main damage caused by debris flows to the population and economy of the island is currently in the obstructions of roads and railways and territories of settlements. In addition, in some cases, debris flows damaged buildings in the cities of Makarov, Nevelsk and other settlements. Nevertheless, at present, there is a very small number of debris flow protection constructions on the island: on several sections of roads and railways on the east coast and on the oil and gas pipeline route of the "Sakhalin-2" project. The paper considers the current state of the debris flow protection on the territory of Sakhalin Island, as well as examples of debris flow protection measures carried out on



the project of the Sakhalin Branch of the Far Eastern Geological Institute, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences.

*debris flow protection, Sakhalin Island, debris flow hazard, debris flow*

## Введение

Широкое распространение селевых процессов на территории о. Сахалин обуславливает заметное воздействие селей на население и хозяйство острова, и, следовательно, требует принятия мер по защите от селей. В работе рассматривается современное состояние противоселевой защиты на территории о. Сахалин, а также приводятся примеры противоселевых мероприятий, проведенных на восточном побережье острова на территории Макаровского района по проекту лаборатории лавинных и селевых процессов Сахалинского филиала ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН и АНО НИЦ «Геодинамика».

## Постановка проблемы

Воздействию селей подвержены территории 30 населенных пунктов о. Сахалин, в т.ч. 6 городов (Южно-Сахалинск, Невельск, Холмск, Макаров и др.) [Рыбальченко, 2013], а также десятки километров автомобильных и железных дорог (рис. 1а), в том числе регионального и федерального значения.

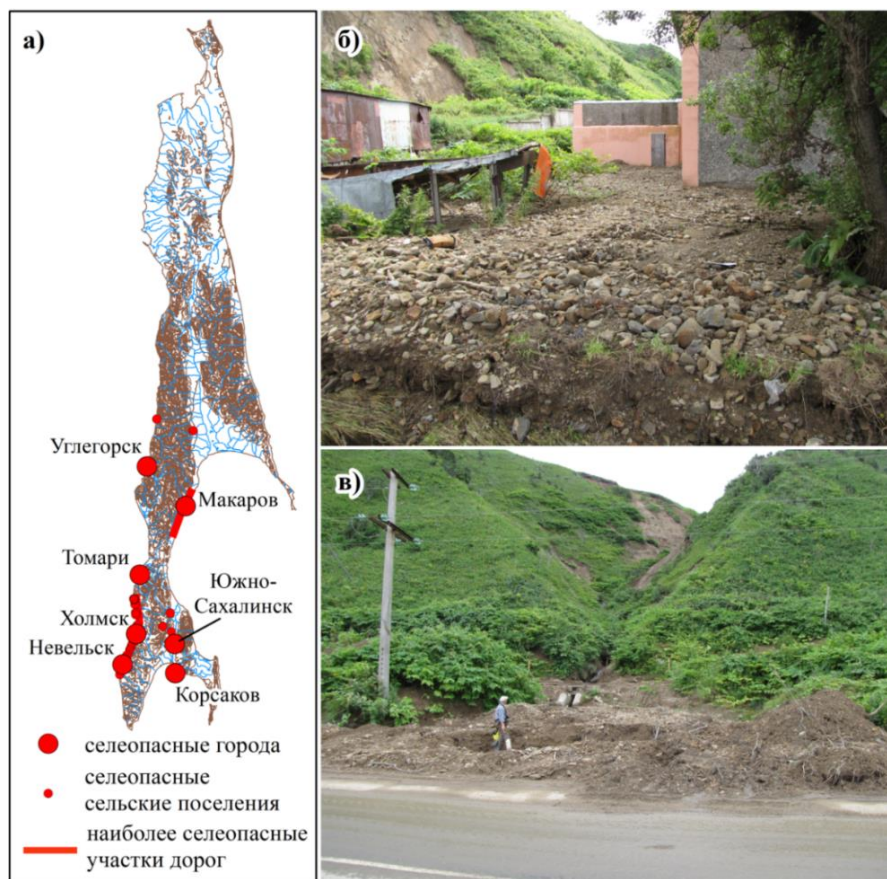


Рис. 1. Селевая опасность урбанизированных территорий Сахалина. а) селевая опасность населенных пунктов и дорог Сахалина; б) селевые отложения на территории г. Невельск, июль 2010 г.; в) селевые отложения на автодороге Невельск - Горнозаводск после расчистки завала, июль 2010 г. Фото авторов.



Главным образом это населенные пункты и участки дорог, расположенные у подножия уступа морских террас в Холмском, Макаровском и Невельском районах, что связано с высокой частотой селеобразования в селевых бассейнах, приуроченных к уступам морских аккумулятивных и абразионно-денудационных террас.

В населенной зоне о. Сахалин преобладают селевые потоки небольших объемов (0,5-1,0 тыс. м<sup>3</sup>), однако, в горных районах острова объемы селей могут превышать 300 тыс. м<sup>3</sup> [Казаков, Генсиоровский, 2008]. Сели большого объема достигают днищ долин, в которых расположены населенные пункты, в том числе г. Южно-Сахалинск. Для селей большого объема характерна редкая повторяемость, в связи с чем основной ущерб, причиняемый селями населению и хозяйству острова в настоящее время заключается в завалах автомобильных и железных дорог и территорий населенных пунктов (рис. 1б, 1в), повреждении линий связи и электропередач. Кроме того, в ряде случаев селевыми потоками повреждались жилые дома, производственные сооружения и объекты социально-бытового назначения в г. Макаров, г. Невельск, г. Холмск и других населенных пунктах. Случаи гибели людей в селевых потоках отмечались во время периодов массового селеобразования в 1970, 1981 гг.

Необходимо отметить, что на о. Сахалин косвенный экономический ущерб от селей (прекращения движения транспорта вследствие завалов и повреждения дорог и т.п.) во много раз превышает стоимость прямого ущерба от повреждения и разрушения дорожного полотна селевыми потоками.

Тем не менее, в настоящее время противоселевая защита есть на крайне малом количестве селеопасных участков на территории острова: на нескольких участках автомобильных дорог на восточном побережье, на отдельных участках железных дорог и на трассе нефтегазопроводов проекта «Сахалин-2».

### Селевые потоки на острове Сахалин

На острове Сахалин формируются как связанные (грязевые и грязекаменные), так и несвязные (наносоводные) селевые потоки. Средние объемы селевых потоков, как правило, составляют 0,5 - 1,0 тыс. м<sup>3</sup>, однако максимальные могут превышать 300 тыс. м<sup>3</sup>, а их дальность выброса достигает 10 - 16 км (горы Ламанон; Сусунайский хребет).

Предельных объемов селевые потоки достигают с частотой 1 раз в 25 - 30 лет. Частота формирования селей большого объема (более 100 тыс. м<sup>3</sup>) зависит от типа и состава пород потенциального селевого массива и морфометрических характеристик селевого бассейна и в среднем повторяется с интервалом 1 раз в 10 -12 лет. Высокие скорости и малая длина селевых русел обуславливают малое время добегания первой селевой волны до зоны аккумуляции селевых отложений, поэтому селевые потоки на о. Сахалин отличаются внезапностью.

На морских террасах острова широко распространены склоновые сели (грязевые и грязекаменные). Они имеют объемы 0,1 - 0,5 тыс. м<sup>3</sup>, реже - до 1 тыс. м<sup>3</sup>. Длина пути таких потоков, как правило, составляет десятки метров, толщина отложений - 0,5 - 4,0 м при ширине 2 - 15 м. Такие сели причиняют главным образом экономический ущерб за счет завалов дорожного полотна и территорий населенных пунктов.

По результатам полевых исследований, проводившихся сотрудниками Сахалинского УГМС, АНО НИЦ «Геодинамика», лаборатории лавинных и селевых процессов Дальневосточного геологического института (ДВГИ) ДВО РАН в 1978-2017 гг., и анализа архивных материалов установлено, что грязекаменные селевые потоки массово формировались на Южном и Среднем Сахалине в 1875, 1924, 1928, 1947, 1954, 1964, 1970, 1978, 1981, 1992, 1993, 2002, 2009, 2011, 2015, 2016 гг.

### Современное состояние защиты от селей на о. Сахалин

Несмотря на высокую селевую активность значительной части территории о. Сахалин и большое число объектов, находящихся в селеопасных зонах, защита от



селей на острове существует на крайне ограниченном числе участков: на нескольких участках автомобильных и железных дорог на восточном побережье острова и на трассе нефтегазопроводов проекта "Сахалин-2". Практически все участки, на которых в настоящее время существуют сооружения противоселевой защиты, сосредоточены на территории Макаровского района. Мероприятия по противоселевой защите выполнены на участках автодороги г. Южно-Сахалинск – г. Оха между с. Заозерное и с. Поречье и к северу от г. Макаров (селепропуски, дамбы, ловушки-накопители); на нескольких участках железной дороги г. Южно-Сахалинск – пгт. Ноглики в Макаровском районе (селепропуски). На нескольких участках трассы нефтегазопроводов проекта "Сахалин-2" в районе хр. Жданко, а также на реках Пулька и Солянка построены селепропуски, выполненные из габионов, которые, однако, не справляются со своей задачей [Генсиоровский, Казаков, 2009].

Далее рассмотрим более подробно противоселевые мероприятия, проведенные на участке автодороги г. Южно-Сахалинск – г. Оха между с. Заозерное и с. Поречье по проекту лаборатории лавинных и селевых процессов Сахалинского филиала ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН и АНО НИЦ «Геодинамика».

### **Защита от селей автомобильной дороги Южно-Сахалинск – Оха**

В качестве одного из примеров мероприятий противоселевой защиты, разработанных Сахалинским филиалом ДВГИ ДВО РАН и АНО НИЦ «Геодинамика», можно привести участок автодороги регионального значения г. Южно-Сахалинск – г. Оха, расположенный между с. Заозерное и г. Макаров. Для участка автодороги протяженностью 7,5 км (189-197 км) представляют опасность сели из 17 селевых бассейнов, а ширина селеопасной зоны составляет 30% протяженности этого участка (рис. 2). Дорога была проложена непосредственно у подножия уступа морской террасы в месте выхода селевых потоков за пределы замыкающего створа.

На этом участке неоднократно происходило повреждение или разрушение дорожного полотна селевыми потоками. Наибольшие ущербы здесь связаны с периодами массового формирования селей. Активное массовое формирование селей на участке отмечалось в 1954, 1964, 1970, 1978, 1981, 1992, 1993, 2002 гг. Например, в результате массового селеобразования в августе 1981 г. при прохождении тайфунов "Оджин" и "Филлис" на исследуемом участке селевые потоки сформировались во всех селевых бассейнах. В сентябре 1992 г. массовое селеобразование на участке вновь привело к многочисленным разрушениям полотна автомобильной и железной дорог, мостов и повреждениям, и разрушениям линий связи. Автомобильное и железнодорожное сообщение между центральной и южной частью острова было прервано на две недели. Необходимо отметить, что на исследуемом участке автомобильной дороги косвенный экономический ущерб от селевых процессов, вызванный прекращением транспортного сообщения и необходимостью расчистки дороги от селевых отложений, во много раз превышает стоимость прямого ущерба от повреждения и разрушения дорожного полотна селевыми потоками.

В рассматриваемых селевых бассейнах формируются грязевые и грязекаменные сели, а также водоснежные потоки. Объем единовременных выносов в этих бассейнах по нашим оценкам колеблется от 1 до 50 тыс. м<sup>3</sup>.

Для защиты дорожного полотна от селевых потоков на большинстве участков нами рекомендовалось возвести мостовые переходы - селепропуски с устройством селепропускных лотков под дорожным полотном. На большинстве селеопасных участков проектируемая автомобильная дорога должна была быть частично защищена от селевых потоков полотном существовавшей автомобильной дороги и железнодорожной насыпью. В то же время, на тех участках железной дороги, где водопропускные устройства представляли собой не мостовые сооружения, а бетонные и др. трубы, их закупорка селевым потоком приводила к изменению направления и характера его движения и размыву автодорожного полотна в стороне от автодорожного



моста. По этой причине противоселевые мероприятия по защите автодорожного полотна целесообразно было бы провести в комплексе с противоселевой защитой железнодорожного полотна, устраивая искусственное селевое русло под обоими сооружениями: от подножия морской террасы до береговой линии.

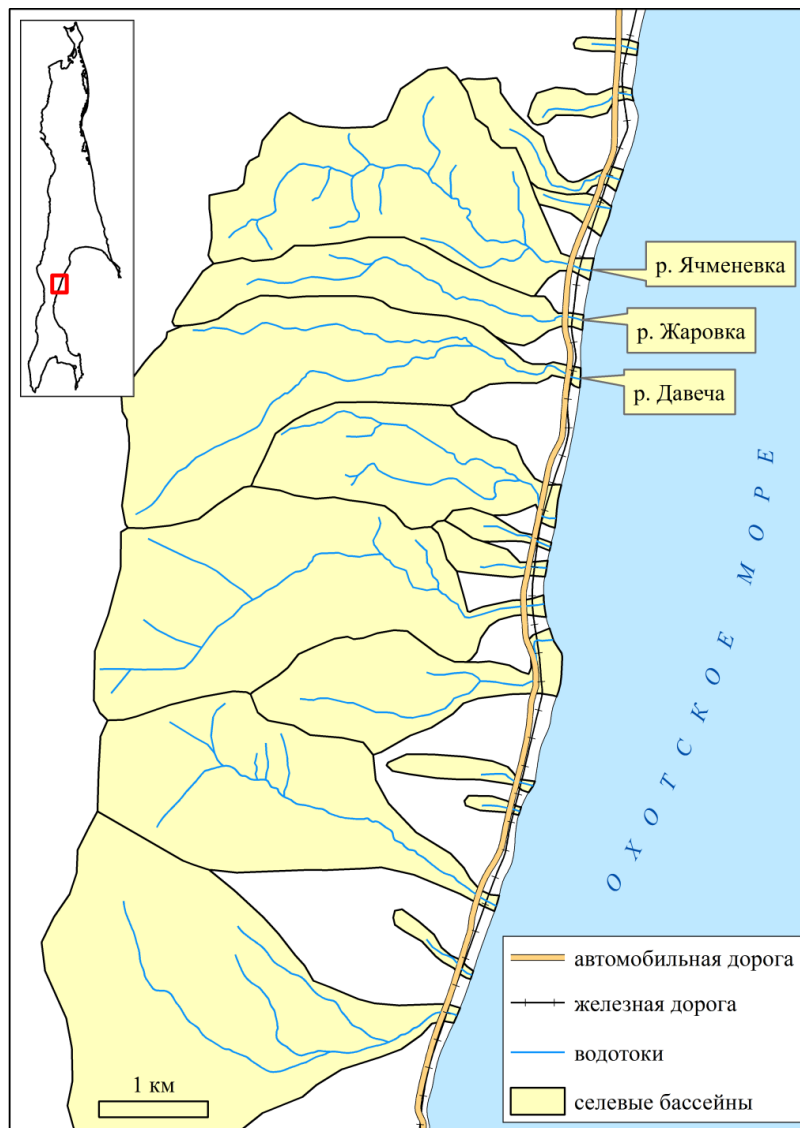


Рис. 2. Схема селевых бассейнов на участке 189-197 км автодороги Южно-Сахалинск - Оха (старое расположение автодороги).

Однако, в связи с возникшими в процессе согласования такого решения сложностями управление автомобильных дорог вынуждено было решать проблему противоселевой защиты самостоятельно. В результате было предложено выполнить отсыпку участка береговой полосы зал. Терпения и вынести на нее автомобильную дорогу (рис. 3) за пределы воздействия селевых потоков. Площадь отсыпки составляет около 8 гектаров. Дорога была открыта в сентябре 2010 г.

В качестве примера результативности предложенного решения можно привести селевой поток, сформировавшийся в бассейне р. Жаровка (см. рис. 2) в июне 2009 г. во время строительства нового варианта автодороги. Старый вариант автодороги был завален селевыми отложениями (рис. 4а), на новом, расположенном дальше от

замыкающего створа селевого бассейна, мостовой переход успешно выполнил роль селепропускного устройства (рис. 4б).



Рис. 3. Один из селевых бассейнов на участке 189-197 км автодороги Южно-Сахалинск - Оха. Желтым показано старое расположение автодороги, красным – новое, зеленым – положение железной дороги. Фото Музыченко А.А.



Рис. 4. Отложения селевого потока в бассейне р. Жаровка: а) старый вариант автодороги после расчистки; б) мост, выполняющий роль селепропускного устройства, на новом варианте автодороги. Фото авторов.

### Заключение

Такое незначительное количество участков, на которых построены сооружения инженерной противоселевой защиты на о. Сахалин обусловлено, по мнению авторов, невниманием к проблеме селевой опасности территории о. Сахалин со стороны властей, а также высокой стоимостью инженерной защиты.

### Список литературы

- Генсиоровский Ю.В., Казаков Н.А. (2009). Воздействие экзогенных геодинамических и русловых процессов на сооружения инженерной защиты нефтегазопроводов проекта «Сахалин-2» летом 2009 года. Геориск, 4: 38-45.
- Казаков Н.А., Генсиоровский Ю.В. (2008). Грязекаменные сели катастрофических объёмов в низкоромье острова Сахалин. Труды Международной конференции «Селевые потоки: катастрофы, риск, прогноз, защита», Пятигорск, Изд. Института «Севкавгипроводхоз», 45-48.
- Рыбальченко С.В. (2013). Селевая опасность для населенных пунктов Сахалинской области. Геориск, 3: 40-44.



## Ледниковые озера Иле (Заилийского) Алатау: состояние, современные изменения, вероятные риски

**В. Капица<sup>1</sup>, М. Шахгеданова<sup>2</sup>, З. Усманова<sup>1</sup>, И. Северский<sup>1</sup>,  
В. Благовещенский<sup>1</sup>, Н. Касаткин<sup>1</sup>, В. Мишенин<sup>1</sup>, Ю. Ребров<sup>1</sup>, А. Голенко<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>*Институт географии МОН РК, Алматы, Казахстан*

<sup>2</sup>*Университет Рединга, Рединг, Великобритания, vasil.geo@mail.ru*

В статье, основанной на каталоге ледниковых озер, составленного по космическим снимкам и данных специализированных полевых исследований за 2009-2017 гг. приведены результаты оценки потенциальной опасности прорывоопасных ледниковых озер как источника формирования разрушительных гляциальных селей в Иле (Заилийском Алатау). Рассмотрены климатические изменения по 6 метеорологическим станциям расположенным на высотах от 1100 до 3450 м над у.м. По методике Казселезащиты и известным критериям оценки селеопасности [Huggel et al. 2002] выявлено 17 наиболее опасных озер с определением вероятных расходов в случае их прорыва.

*батиметрическая съемка, гляциальное озеро, дешифрирование космоснимков, изменение климата, селеопасность*

## Glacial lakes in the Ile (Zailiiskiy) Alatau: current state, observed changes and potential risks

**V. Kapitsa<sup>1</sup>, M. Shahgedanova<sup>2</sup>, Z. Usmanova<sup>1</sup>, I. Severskiy<sup>1</sup>,  
V. Blagovechshenskiy<sup>1</sup>, N. Kasatkin<sup>1</sup>, V. Mishenin<sup>1</sup>, Yu. Rebrov<sup>1</sup>, A. Golenko<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>*Institute of Geography, Almaty, Kazakhstan*

<sup>2</sup>*University of Reading, Reading, UK*

This paper reports the results of an assessment of potential risks of glacial lake outbursts and formation of debris flow in the Ile (Zailiiskiy) Alatau based on the data of the catalogue of glacial lakes developed using remote sensing and field work in 2009-2017. Climatic changes are assessed using data from six meteorological stations located between 1100 m and 3450 m a.s.l. Seventeen lakes are identified as dangerous using methods employed by the Kazakhstan State Agency for Mudflow Protection and those proposed by Huggel et al. [2002]. Discharge resulting from the potential outburst of these lakes is estimated.

*bathymetry, climate change, debris flow, glacial lakes, glacial lakes outburst, hazards, remote sensing*

### Введение

Многочисленные ледниковые озера – неотъемлемый элемент ландшафта высокогорий Иле Алатау, как и других горных районов Центральной Азии [Bolch, 2011; Borodavko, 2013; Благовещенский, 2014; Blagovechshenskiy, 2015]. Типичной для этих горных районов является и периодические сели, в том числе сформированные вследствие прорыва дамб ледниковых озер. Два из трех наиболее масштабных и разрушительных селей на северном склоне Иле Алатау за последнее столетие приходится на гляциальные – сели в долине р. Иссык в июле 1963 г. объем вынесенного



материала 5,8 млн. м<sup>3</sup> [Попов, 1981], разрушивший дамбу высокогорного озера Иссык и многочисленные жилые и хозяйственные строения ниже по течению и селевой поток в долине р Малая Алматинка (Киши Алматы) в июле 1973 г. общим объемом 5,5 млн.м<sup>3</sup> [Есенов, 1981]. В последние десятилетия вероятность возникновения гляциальных селей явно возрастает вследствие продолжающейся интенсивной деградации ледников.

Согласно результатам исследований (Severskiy et al., 2016) оледенение северного склона Иле Алатау, как и двух других ледниковых систем Балхаш-Алакольского бассейна – Джунгарской и Верхне-Илейской (на китайской части бассейна р. Иле) - в последние 6 десятилетий сокращалось линейно со средним темпом около 0,75% в год по площади и около 1% в год по объему льда. На освободившейся от ледника площади возникали новые ледниковые озера с неустойчивыми морфометрическими характеристиками и непредсказуемым гидрологическим режимом. В условиях продолжающегося потепления климата и интенсивного таяния ледников изменялось и состояние многочисленных ледниковых озер, сформировавшихся здесь в прошлом. Следствием сочетания этих условий стало существенное увеличение риска прорыва дамб ледниковых озер с формированием разрушительных селей [Благовещенский, 2014; Blagovechshenskiy, 2015]. Попытка оценить происходящие изменения на основе каталогизации ледниковых озер по состоянию на 2017 г. и выявить наиболее прорывоопасные ледниковые озера с оценкой риска возникновения разрушительных селей гляциального характера – цель нашего исследования.

### Район исследования

Иле (Заилийский Алатау) – один из внешних хребтов Северного Тянь-Шаня. Его протяженность с запада на восток около 280 км. Наиболее возвышена центральная его часть с высшей точкой - пиком Талгар (4978 м). На северном склоне Иле Алатау 10 бассейнов рек имеют ледники. В этих бассейнах могут развиваться гляциальные озера. Первой с востока является р. Тургенъ. К западу от нее расположены реки Иссык, Талгар, Киши Алматы, Улкен Алматы, Каргалы, Аксай, Шемолган, Каскелен и Узун-Каргалы.

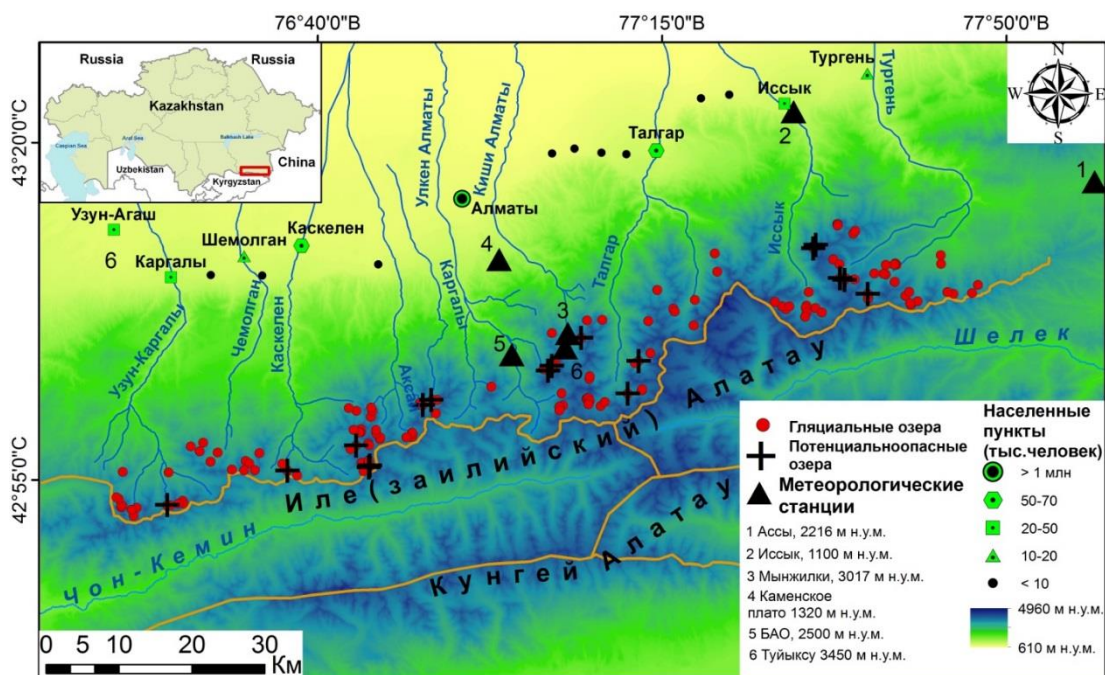


Рис. 1. Район исследования.



### Данные и методы

Для инвентаризации ледниковых озер мы использовали космические снимки Sentinel 2 разрешением 10 м. Контур озер были оцифрованы вручную с использованием программы ArcGis 10.5. Абсолютная высота расположения озер и характер окружающего рельефа определялась с помощью SRTM DEM разрешением 30 м. Полевые работы выполнялись с целью определения объема воды в озерах с использованием эхолота Lowrance разрешением 10 см. Анализ климатических изменений был проведен по данным 6 метеорологических станций, расположенных в диапазоне высот от 1100 до 3450 м над у.м. Потенциальная опасность озер определялась по методике Казселезащиты и трехуровневой методологии [Huggel et al., 2002]. Согласно методике Казселезащиты [Бижанов и др., 1998], среди озер, появившихся в результате отступления ледников на современной морене, потенциально опасным являются водоемы объемом водной массы > 10 тыс.м<sup>3</sup> и их разделяют на два основных типа – стационарные и нестационарные. Стационарные в период абляции находятся в состоянии полного заполнения и полностью не опорожняются в зимний период. При их прорыве формируются разрушительные гляциальные сели. Нестационарные озера могут не наполняться в течении нескольких лет, а в результате перекрытия внутриледовых каналов стока в период абляции, происходит их опорожнение. Этот тип озер относят к наиболее опасным. Из 26 прорывов ледниковых озер, зарегистрированных на северном склоне Иле Алатау за период с 1951 по 2015 гг., 19 сформировались вследствие прорыва нестационарных ледниковых озер. Для определения мест возможного появления таких озер необходимо выполнять регулярные аэровизуальные наблюдения и мониторинг посредством дешифрирования космических снимков.

К селеопасным ледниковым озерам, выявленным по методике Казселезащиты по состоянию на 2017 г. добавлены озера, выявленные по методике Huggel et al. [2002]. Как и в предыдущей нашей публикации [Kapitsa et al., 2017] мы подробно остановились на уровне 2 – определения критериев селевой опасности озер на основе данных дистанционного зондирования, дополнив их результатами полевых исследований и соответствующих измерениями. В ходе этих работ определялись тип озера, его местоположение относительно ледника, площадь водной поверхности и объем воды в озере (измеренный либо рассчитанный), наличие каскадов, расстояние до объектов инфраструктуры, наличие склонов >45° вблизи озера. Максимальные расходы, вероятные в случае прорыва озера, оценивались по уравнению Попова [1986] уравнение (1) и по методике Haeblerli [1983] -по уравнению (2)

$$Q_{max} = 0.0048 \times V^{0.896} \quad (1)$$

$$Q_{max} = 2V/t \quad (2)$$

где  $V$  – объем воды в озере в м<sup>3</sup>,  $t$  – время, равное 1000 сек.

Величина расхода по уравнению (2) предполагает наихудший сценарий прорыва из-за резкого переполнения озера в результате обрушения горных пород, ледника, обрушения в озеро лавины либо оползня. Уравнение (1) было получено на основе зависимости максимальных расходов от объемов прорывных паводков в Иле Алатау.

Для озер, батиметрическая съемка которых не проводилась, объем озера оценивался по эмпирической зависимости от площади водной поверхности озера, полученной на основе 45 батиметрических съемок за период 2009-2017 гг. в Иле и Жетесу (Джунгарском) Алатау. Связь между объемами и площадью обследованных озер (рис. 2) аппроксимируется уравнением (3):



$$V = 0.044 \times A^{1.479} \quad (3)$$

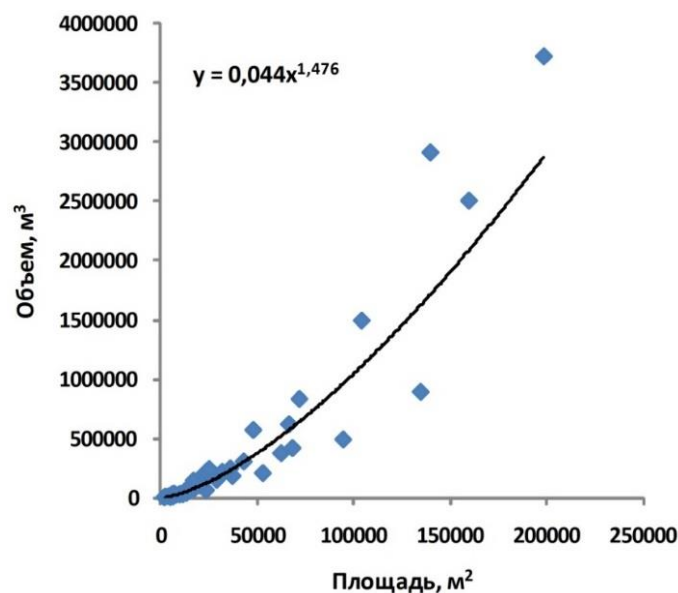


Рис. 2. Связь между площадью и объемом озер в Иле и Жетесу Алатау

## Результаты

**Наблюдаемые изменения климата.** В целом климат хребта обусловлен положением последнего в глубине Евразийского материка, широтой места и большим разнообразием в абсолютных высотах.

В ледниковой зоне средняя годовая температура воздуха на высотах 3400-3800 м составляет  $-4$  - $8^{\circ}\text{C}$  и уменьшается до  $-10$  - $12^{\circ}\text{C}$  и ниже на высотах, превышающих 4000 м. Среднее годовое количество осадков колеблется от 700 до 1500 мм, причем нарастание осадков происходит до 3500-3700 м. [Каталог..., 1967; Вилесов, 2016].

По данным метеостанций Казгидромета (рис.1), расположенных на высотах от 1100 до 3450 м, в последние десятилетия отмечены положительные тренды температуры воздуха во все сезоны года, значимые на уровне 0,05. Временные ряды летнего сезона всех станций характеризуется небольшой межгодовой изменчивостью в сравнении с другими сезонами. В период с начала 1930х по 2016/17 гг. температура воздуха в летний период, вычисленная по данным разных метеостанций, возросла с темпами  $0,10$ - $0,26^{\circ}\text{C}/10$  лет. Положительные тенденции в летних температурах также были отмечены в других районах Тянь-Шаня [Kutuzov, Shahgedanova, 2009; Narama et al., 2010; Sun Huilan et al., 2010; Wang et al., 2011; Wang et al., 2013; Kapitsa et al., 2017]. Более заметное потепление было отмечено осенью. Темпы роста среднегодовой температуры составили  $0,10$ - $0,30^{\circ}\text{C}/10$  лет, что хорошо согласуется с результатами, полученными для китайской части бассейна реки Иле [Wang et al., 2011; Sun Huilan et al., 2010]. В целом можно отметить снижение темпов роста температуры с увеличением высоты местности [Severskiy et al., 2017].

Тенденции в осадках варьируются между горными регионами Центральной Азии [Kapitsa et al., 2017; Kutuzov, Shahgedanova, 2009; Narama et al., 2010; Sun Huilan et al., 2010; Wang et al., 2013]. Выявленные величины трендов как годовых, так и сезонных осадков статистически незначимы. Характерна также значительная межгодовая изменчивость сумм осадков. Больше количество осадков в рассматриваемом районе выпадает в теплый период (апрель-октябрь), на некоторых станциях было отмечено увеличение годовых осадков (Туйыксу, БАО, Каменское плато).

**Инвентаризация озер.** По состоянию на 2017 год по результатам дешифрирования космической съемки в высотном диапазоне от 2700 до 3980 м на северном склоне Иле Алатау выявлено 154 озера общей площадью 2,28 км<sup>2</sup>. Из них 69 озер (45%) общей площадью 0,938 км<sup>2</sup> (41%) находилось в высотном интервале 3500–3700 м. Средняя площадь озер составила 0,015 км<sup>2</sup>. Выявленные озера были разделены на 4 типа: приледниковые и приледниково-моренные, расположенные на современной морене, моренные и завальные [Kapitsa et al., 2017]. В результате инвентаризации обнаружено лишь 2 завальных озера, 3120 и 3300 м. Одно из них, самое крупное – озеро Акколь – расположено в бассейне реки Иссык на высоте 3120 м. Площадь его 190 тыс. м<sup>2</sup>, а объем воды по данным батиметрической съемки составляет более 2,5 млн. м<sup>3</sup>. Озеро образовалось вследствие землетрясения, произошедшего в начале XX в, плотина озера представляет собой мощное образование, сложенное материалом верхнечетвертичной морены и телом завала (рис 3). Это способствует высокой фильтрационной способности перемычки, возрастающей по мере увеличения уровня воды в озере. Котловина озера способна вместить более 11 млн м<sup>3</sup>, что позволяет озеру выступать в роли природного селехранилища [Шушарин, 1980], способного аккумулировать селевую массу в случае прорывов озер, расположенных выше по течению. В 2017 году их было 10. Объем самого большого озера составлял 66 тыс. м<sup>3</sup>.

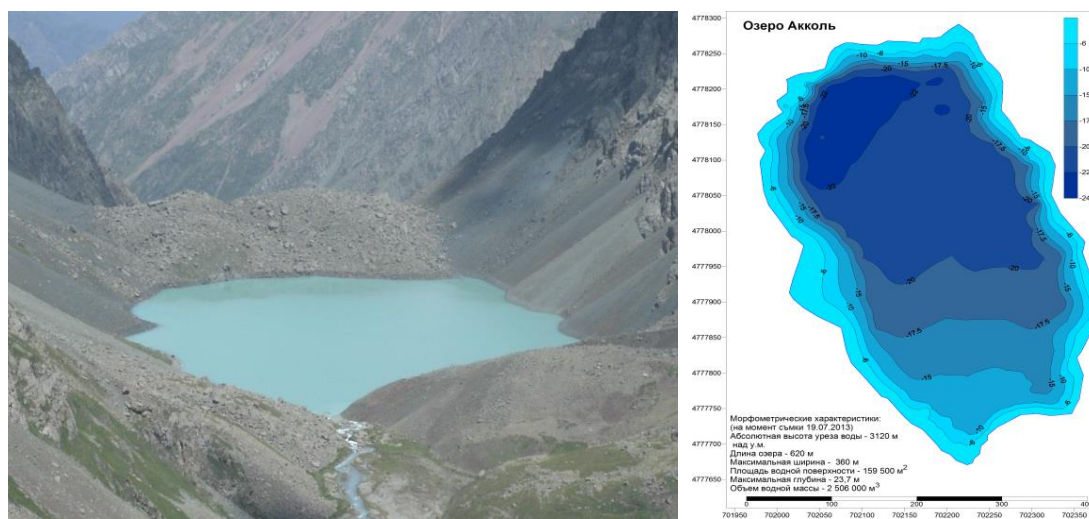


Рис. 3. Озеро Акколь в верховьях р. Иссык. Общий вид и батиметрическая карта.

Из 154 выявленных озер 113 располагались на современной морене в высотном интервале 3310–3980 м над у.м., 27 из них имели непосредственный контакт с ледниками (приледниковые озера). Наибольшее количество таких озер (23) обнаружено в бассейне реки Талгар, с суммарной и средней площадью 0,0097 и 0,246 км<sup>2</sup> соответственно. В бассейне реки Турген количество озер на современной морене меньше (18), но их средняя и суммарная площади (0,021 и 0,369 км<sup>2</sup>) больше, чем в бассейне реки Талгар. Обычно у приледниковых и приледниково-моренных озер водоудерживающей дамбой служат линзы погребенного льда, прикрытых моренным чехлом [Вилесов, 2013], такие озера быстро реагируют на изменение климата и с точки зрения потенциальной прорывоопасности они заслуживают наибольшего внимания. Именно с прорывом озер, расположенных на современной морене, связано формирование всех гляциальных селей в Иле Алатау. Моренные озера расположены на древних моренах в высотном диапазоне 2700–3680 м над у.м. Их общее количество 39, а суммарная и средняя площадь составила 0,021 и 0,811 км<sup>2</sup> соответственно. Как правило, у таких озер плотины более устойчивы и могут содержать погребенный лед, но их реакция на изменения климата более замедленна, чем у плотин на современных моренах [Северский, 2009]. Гляциальных селей, связанных с прорывом моренных озер, в Иле Алатау не наблюдалось.



**Потенциально опасные озера.** По методики Казселезащитны 15 озер отнесены к категории селеопасных. Они также попадают под критерии селеопасных по методике Huggel et al. (2002) на основе которой еще 2 озера мы отнесли к селеопасным (таблица). Наиболее селеопасные озера расположены в бассейне р. Тургенъ (рис. 1). Здесь расположены 3 самых больших приледниковых озера северного склона Иле Алатау. Самое большое озеро № 13 расположено у языка ледника Горного Института на высоте 3560 м над у.м. Проведенная батиметрическая съемка в летний период 2017 года показала, что озеро содержит более 1 млн м<sup>3</sup> воды (рис. 4).

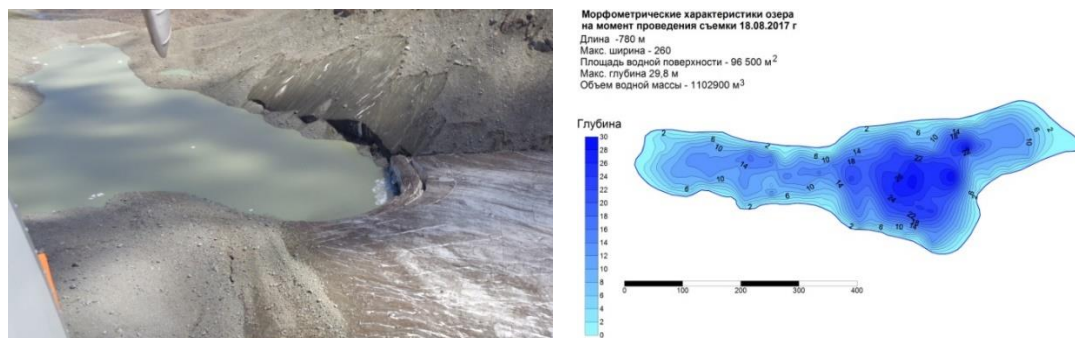


Рис. 4. Озеро № 13 в бассейне р. Тургенъ. Общий вид и батиметрическая карта.

При наихудшем сценарии развития событий пиковые расходы могут достигать 1246 м<sup>3</sup>/с, при этом средний расход реки Тургенъ за июль-август на выходе реки из гор, не превышает 15-17 м<sup>3</sup>/с. Озера № 15 и 16 (рис. 5) расположены в верховье р. Шентургенъ – левого притока р. Тургенъ – на высотах 3670 и 3730 м соответственно. Озера появились в начале 1990-х годов и интенсивно развивались в результате отступления ледников.

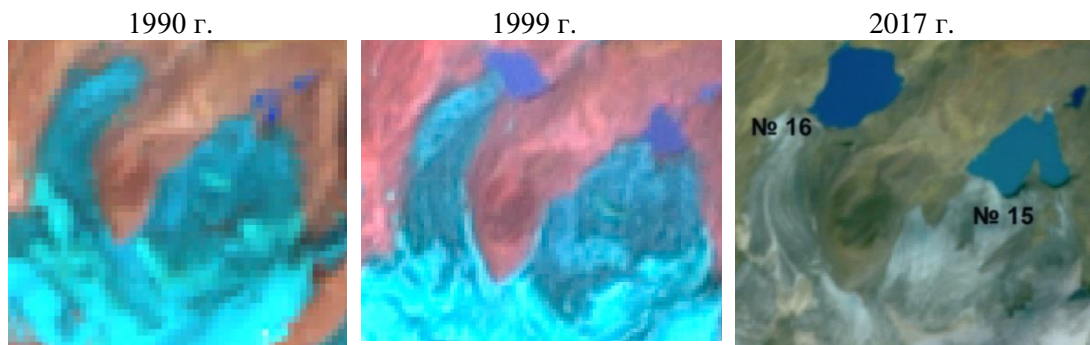


Рис. 5. Динамика озер № 15 и №16 в бассейне р. Тургенъ.

В 2016 году Казселезащитой был открыт пост для мониторинга состояния озер и проведения работ по углублению канала стока с целью снижения уровня вводы в озере № 16.

Таблица 1. Селеопасные озера северного склона Иле Алатау

Бассейн Реки	№ озера	Высота над у.м., м	Координаты		Площадь м <sup>2</sup>	Объем (10 <sup>3</sup> м <sup>3</sup> )	Расход (Попов) м <sup>3</sup> /с	Расход (Huggel) м <sup>3</sup> /с	Потенциальные повреждения
Тургень	13	3560	43° 7' 24,218" N	77° 35' 5,994" E	96 500	1 103	1246	2206+	Рекреационные объекты; конферма, сейсмостанция, водозаборы ЛЭП, дороги, мосты, водопровод
Тургень	16	3670	43° 8' 28,785" N	77° 32' 48,528" E	66 400	619*	742	1238+	
Тургень	15	3730	43° 8' 37,634" N	77° 32' 21,810" E	71 800	832	968	1664+	
Талгар	11	3400	43° 2' 54,401" N	77° 11' 46,613" E	26 500	150	208	300	Кордоны, сейсмостанция
Талгар	13	3470	43° 0' 31,597" N	77° 10' 35,922" E	67 900	206	277	412	
Киши Алматы	1	3580	43° 4' 43,936" N	77° 6' 1,498" E	20 100	144	200	287+	Водозаборы, ЛЭП, дороги, мосты, водопровод
Улкен Алматы	5	3540	43° 2' 21,428" N	77° 2' 36,884" E	37 200	182*	248	364+	Мосты через рр. Кумбел и Улкен Алматы, дорога ГЭС-2 – ГЭС-1, кафе, рестораны
Улкен Алматы	3	3580	43° 2' 43,023" N	77° 3' 0,989" E	8 000	22	37	44	
Аксай	1	3530	43° 0' 1,643" N	76° 49' 53,805" E	28 600	166*	229	333	Село Жанатурмыс, кордон, дачи, гидротехнические сооружения, дачи, рекреационная зона
Каскелен	8	3620	42° 57' 8,254" N	76° 43' 4,076" E	153 000	340	434	680+	Кордон, дачи, д/о, жилые дома, мосты, дороги
Каскелен	13	3740	42° 55' 29,867" N	76° 44' 18,407" E	19 200	143*	200	286	
Каскелен	12	3750	42° 55' 37,595" N	76° 44' 24,898" E	17 800	68*	103	136	
Каскелен	20	3450	42° 55' 21,950" N	76° 36' 6,039" E	16 300	73	109	145	
Узун- Каргалы	5	3520	42° 52' 59,296" N	76° 23' 55,629" E	45 550	331	423	661	Водозаборы, ЛЭП, дороги, мосты, водопровод
Каргалы	1	3510	43° 0' 23,340" N	76° 50' 45,291" E	4 300	10	19	20	Жилые дома, водозаборы, ЛЭП, дороги, мосты, водопровод
Иссык	5	3600	43° 10' 53,989" N	77° 29' 44,233" E	27 900	160*	221	321	Рекреационная зона выше озера Иссык, водозабор, гидропост, гидроузел, мосты, дороги
Иссык	4	3640	43° 11' 9,608" N	77° 30' 0,966" E	13 500	<b>55*</b>	85	110	

Примечание: жирным шрифтом выделены рассчитанные объемы. «\*» - отмечены озера, являющиеся частью каскада. «+» указывает на возможность обрушения в озеро льда, горных пород. Включения озера № 1 в бассейне р. Каргалы, несмотря на его размеры, объясняется его частичным заполнением после прорыва в 2015 г.



Несмотря на проводимые превентивные меры Казселезащитой по снижению уровня озер в бассейнах рек Киши (под ледником Маметовой) и Улкен (под ледником Советов) Алматы объем в озерах все еще остается значительным и в случае их прорыва могут образоваться сели с расходом в сотни раз больше средних показателей за абляционный период.

В результате принятых мер на озере под ледником Маметовой в бассейне реки Киши Алматы объем водной массы удалось снизить с 241 тыс. м<sup>3</sup> в 2010 г до 143 тыс. м<sup>3</sup> в 2017 г. (рис. 6).

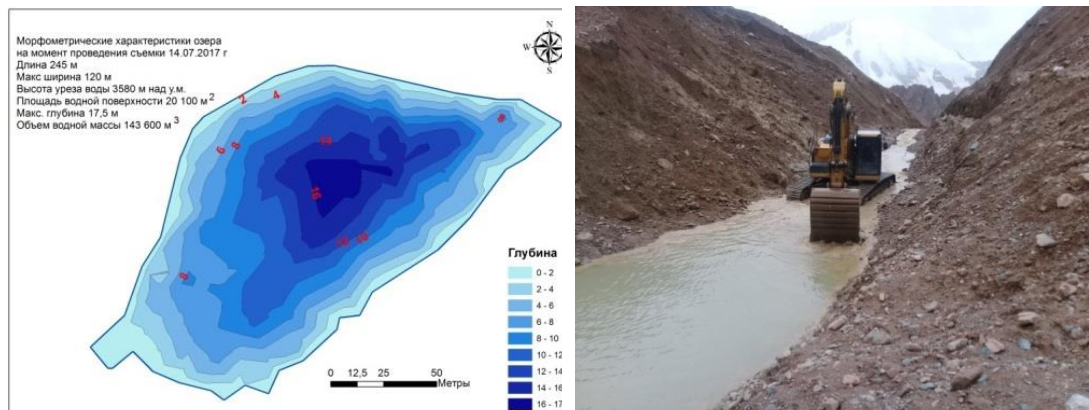


Рис. 6. Озеро под ледником Маметовой. Батиметрическая карта 2017 г. Работы по углублению канала стока проводятся с применением тяжелой техники.

Озеро № 5 (или 13бис) под ледником Советов максимальных размеров достигало в 2015 году. При максимальной глубине 16,5 м и площади 43 тыс. м<sup>2</sup> объем озера составлял 305 тыс.м<sup>3</sup>. Меры по снижению уровня воды, начатые Казселезащитой в том же году и продолженные в 2016-2017 гг. с применением сифонов, насосов и углублением канала стока, позволили уменьшить площадь зеркала до 37,2 тыс.м<sup>2</sup>, а объем водной массы до 182,3 тыс.м<sup>3</sup> при максимальной глубине 12,8 м. (рис. 7).

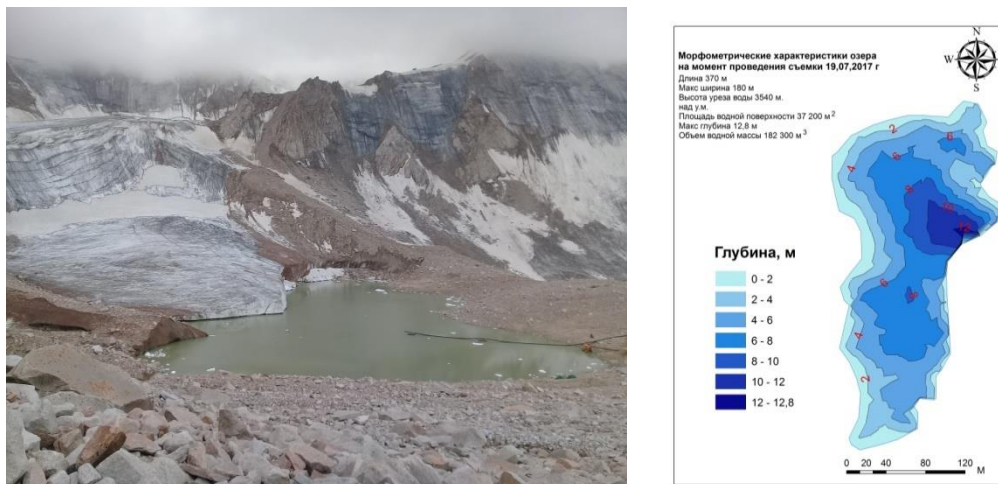


Рис. 7 Озеро № 15 в верховья реки Улкен Алматы и батиметрическая карта 2017 г.

Кроме вышеуказанных озер в 2017 году превентивные работы проводились в бассейне р. Аксай на озере № 1, Каскелен на озере № 8, Талгар на озере № 11.



## Заключение

В результате исследований по состоянию на 2017 г. в гляциально-нивальном поясе северного склона Иле Алатау выявлено 154 ледниковых озера, общей площадью 2,28 км<sup>2</sup>. В том числе 17 озер, расположенных в высотном диапазоне 3400-3750 м отнесены к категории высокой степени селевой опасности. В условиях продолжающегося потепления климата и интенсивной деградации ледников сохраняется высокий риск разрушения дамб этих озер с формированием разрушительных селей, что обуславливает необходимость продолжения мониторинга состояния ледниковых озер на постоянной основе с профилактическими мероприятиями по снижению объемов воды в озерах для снижения риска формирования гляциальных селей. Опыт этих работ может быть полезен для выполнения аналогичных работ в других горных районах.

Работа выполнена в рамках грантового финансирования Министерства образования и науки Республики Казахстан по проекту «Эволюция снежности зоны формирования речного стока Балкаш-Алакольского бассейна в условиях меняющегося климата как фактор водной безопасности и устойчивого развития» № AP05133077.

## Список литературы

- Blagovechshenskiy V., Kapitsa V., Kasatkin N. (2005). Danger of GLOFs in the mountain areas of Kazakhstan. *Journal of Earth Science and Engineering*, 5: 182-187.
- Bolch T., Peters J., Yegorov A., Pradhan B., Buchroithner M., Blagoveshchenskiy V. (2011). Identification of potentially dangerous glacial lakes in the northern Tien Shan. *Natural Hazards*, 59: 1691-1714.
- Borodavko P.S., Glazirin G.E., Herget J., Severskiy I.V. (Hrsg.) (2013). Hazard assessment and outburst flood estimation of naturally dammed lakes in Central Asia. 131 p.
- Huggel C., Käab A., Haeblerli W., Teyssie P., Paul, F. (2002). Remote sensing-based assessment of hazards from glacier lake outbursts: A case study in the Swiss Alps. *Can. Geotech. J.*, 39: 316-330.
- Kapitsa V., Shahgedanova M., Machguth H., Severskiy I., Medeu A. (2017). Assessment of evolution and risks of glacier lake outbursts in the Djungarskiy Alatau, Central Asia, using Landsat imagery and glacier bed topography modelling. *Natural hazards earth System Sciences*, 17(10): 1837-1856.
- Kutuzov S., Shahgedanova M. (2009). Glacier retreat and climatic variability in the eastern Terskey-Alatau, inner Tien Shan between the middle of the 19th century and beginning of the 21st century. *Global and Planetary Change*, 69: 59-70, doi:10.1016/j.gloplacha.2009.07.001.
- Narama C., Käab A., Duishonakunov M., Abdrakmatov K. (2010). Spatial variability of recent glacier area changes in the Tien Shan Mountains, Central Asia, using Corona (~ 1970), Landsat (~ 2000), and ALOS (~ 2007) satellite data. *Glob. Planet. Change*, 71: 42-54.
- Severskiy I., Shahgedanova M., Kogutenko L., Usmanova Z., Saidaliyeva Z., Kapitsa V., Yegorov A. (2017). The features of changes of air temperature in the geo unit plains-mountains in Central Asia. Abstract of Third International Conference "Mountain Hydrology for the Sustainable Development", 10-11 April, 2017, Kathmandu, Nepal. 89 p.
- Severskiy E.V. (2009). State of cryolitogen thickness of North Tien Shan. In: Assessment of snow, glacier and water resources in Asia, edited by: Braun L.N., Hagg W., Severskiy I.V., Young G. UNESCO-IHP, Koblenz, 151-159.
- Sun H., Chen Y., Li W., Li F., Chen Y., Hao X., Yang Y. (2010). Variation and abrupt change of climate in Ili River Basin, Xinjiang. *J. Geogr. Sci.*, 20(5): 652-666.
- Wang S., Zhang M., Li Z., Wang F., Li H., Li Y., Huang X. Glacier area variation and climate change in the Chinese Tianshan Mountains since 1960, *Journal of Geographical Sciences*, 21(2), 263-273, 2011.
- Wang X., Ding Y., Liu S., Jiang L., Wu K., Jiang Z., Guo W. (2013). Changes of glacial lakes and implications in Tian Shan, central Asia, based on remote sensing data from 1990 to 2010. *Env. Res. Lett.*, 8: 1-11.
- Бижанов Н.К., Виноходов В.Н., Кулмаханов Ш.К., Нурланов М.Т., Попов Н.В. (1998). Безопасность и контроль гляциальных селей в Казахстане. Алматы.
- Благовещенский В.П., Капица В.П., Касаткин Н.Е. (2014). Составление каталога приледниковых озер в Иле (Зайилиском) Алатау. Материалы Международной конференции «Дистанционные и наземные исследования Земли в Центральной Азии». Бишкек, Кыргызстан, 8-9 сентября 2014, 296-299.



- Вилесов Е.Н., Хонин Р.В. (1967). Ресурсы поверхностных вод СССР. Каталог ледников СССР. Т. 13. Центр и Южный Казахстан. Вып. 2. Ч. 1. Бассейны левых притоков р. Или от устья р. Курты до устья р. Тургенъ. Л.: Гидрометеиздат, 78 с.
- Вилесов Е.Н. (2016). Динамика и современное состояние оледенения гор Казахстана. Алматы: Қазақ университеті, 268 с.
- Есенов У.Е., Деговец А.С. (1981). Противоселевая защита г. Алма-Аты. Проблемы противоселевых мероприятий, Алма-Ата, 260-270.
- Кокарев А.Л., Шестерова И.Н. (2011). Изменение ледниковых систем северного склона Заилийского Алатау во второй половине XX и начале XXI вв. Лед и снег, 4: 39-46.
- Попов Н.В. (1986). Исследование озер гляциальной зоны юго-востока Казахстана с целью оценки возможности их прорывов и мониторинга селеопасности. Автореферат дисс. кандидата геогр. Наук. Алматы.
- Попов Н.В. (1981). Количественная оценка и причины формирования селей в бассейне реки Иссык. Проблемы противоселевых мероприятий, Алма-Ата, 158-165.
- Шушарин В.И., Попов Н.В. (1980). Отчет о паспортизации моренных озер Заилийского Алатау. Алма-Ата, 115 с.



## Моделирование прорыва Башкаринских озер 1 сентября 2017 года

**В.М. Кидяева<sup>1,2</sup>, Д.А. Петраков<sup>1</sup>, С.С. Черноморец<sup>1,5</sup>, И.Н. Крыленко<sup>1</sup>,  
А.А. Алейников<sup>1</sup>, М. Штоффель<sup>3</sup>, К. Граф<sup>4</sup>**

<sup>1</sup>*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Географический факультет, Москва, Россия, veramkid@gmail.com*

<sup>2</sup>*Институт прикладных экономических исследований РАНХиГС, Центр стратегий регионального развития, Москва, Россия*

<sup>3</sup>*Институт экологических Наук, Университет Женевы, Воздействие изменения климата и риски в антропоцене, Женева, Швейцария*

<sup>4</sup>*Швейцарский Федеральный Институт лесных, снежных и ландшафтных исследований, Бирменсдорф, Швейцария*

<sup>5</sup>*Селевая ассоциация*

В результате прорыва ледникового озера Башкара 1 сентября 2017 г. образовался разрушительный селевой поток. В предыдущих исследованиях было проведено моделирование прорыва озера, однако, фактический сценарий отличался от предполагаемого. Наличие детальных данных о прорыве оз. Башкара позволило провести моделирование селевого потока. Была использована модель RAMMS (автор М. Кристен и др.). Результат моделирования максимально близок к результату схода селевого потока. Была проведена серия экспериментальных расчетов, в результате которых получены зависимости между параметрами потока и шириной потока в разных створах.

*прорыв ледникового озера, селевой поток, моделирование, RAMMS*

## Modelling of the 1st September 2017 Bashkara lakes outburst

**V.M. Kidyaeva<sup>1,2</sup>, D.A. Petrakov<sup>1</sup>, S.S. Chernomorets<sup>1,5</sup>, I.N. Krylenko<sup>1</sup>,  
A.A. Aleynikov<sup>1</sup>, M. Stoffel<sup>3</sup>, C. Graf<sup>4</sup>**

<sup>1</sup>*Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia, veramkid@gmail.com*

<sup>2</sup>*Institute of Applied Economic Research RANEP, Center for Regional Development Strategies, Moscow, Russia*

<sup>3</sup>*Institute for Environmental Sciences, University of Geneva, Climate Change Impacts and Risks in the Anthropocene (C-CIA), Geneva, Switzerland*

<sup>4</sup>*Swiss Federal Institute for Forest, Snow and Landscape Research WSL, Birmensdorf, Switzerland*

<sup>5</sup>*Debris Flow Association*

A destructive debris flow was formed as a result of the outburst of the Bashkara glacial lake on September 1, 2017. In previous studies, the lake outburst simulation was performed, however, the actual scenario was different from the expected one. The availability of detailed data on the Bashkara outburst allowed us to perform the debris flow simulation. RAMMS model was used (authors M. Kristen et al.). The result of the





modeling was as close as possible to the result of the real debris flow. A series of experimental calculations was performed, as a result of which dependences between the flow parameters and the flow width in different sections were obtained.

*glacial lake outburst flood (GLOF), debris flow, modelling, RAMMS*

## Введение

Прорыв озера Башкара в долине р. Адыл-Су (Приэльбрусье, Центральный Кавказ) произошел 1 сентября 2017 г. Прорывной паводок трансформировался в разрушительный селевой поток, вследствие схода которого была разрушена дорога и некоторые строения в долине реки Адылсу. Сель вышел в долину р. Баксан и разрушил часть федеральной трассы А-158 Прохладный-Баксан-Эльбрус. Погибли 3 человека. Причиной прорыва озера стали интенсивные осадки, выпавшие на переувлажненный грунт, что привело к неустойчивости в озерной системе [Петраков и др., 2017; Черноморец и др., 2018].

Прорывы оз. Башкара наблюдались и ранее, озерная система у ледника Башкара считалась опасной последние 15 лет. За это время опубликован ряд работ, посвященных оценки опасности озера, оценена вероятность его прорыва, изучены характеристики озера и нижележащей долины, было проведено моделирование прорывного потока, трансформирующегося в сель [Гнездилов и др., 2007; Залиханов и др., 2009; Черноморец и др., 2007; Petrakov et al., 2012; Кидяева и др., 2013; и др.].

Целью данной работы является проведение прогнозного моделирования прорыва оз. Башкара на основе [Гнездилов и др., 2007; Черноморец и др., 2007; Petrakov et al., 2012] и моделирование фактического прорыва. Как показали полевые обследования озера и долины после прорыва [Петраков и др., 2017; Черноморец и др., 2018], предполагаемые сценарные варианты развития событий оказались неверны, однако основные параметры оценивались правильно – объем воды, характер течения, время добега, зоны максимального затопления. Сценарные расчеты базировались на предположении, что оз. Башкара будет прорываться через подледный туннель в леднике Башкара, из чего следует невысокий максимальный расход воды, большая продолжительность излива и асимметричность гидрографа [Гнездилов и др., 2007; Petrakov et al., 2012]. Фактически – прорывная волна пошла по поверхности ледника Башкара [Черноморец и др., 2018], набирая большую скорость и имея крутой подъем.

В задачи исследования входило проведение полевых исследований в долине ниже озера, разработка сценариев развития событий – как прогнозного, так и фактического, подготовка рельефа для целей моделирования, выбор подходящих моделей, подбор необходимых параметров для моделирования, осуществление расчетов, проведение экспериментальных расчетов. Исследование находится в развитии, предстоит построение цифровых моделей рельефа после прохождения селевого потока для калибровки модели и проверки результатов моделирования, а также уточнение параметров скорости размыва грунтов и коэффициентов эрозии.

## Объект исследования

Озеро Башкара (рис. 1) прорывалось 4 раза: в августе 1958 и 1959 гг., в октябре 1960 г. [Сейнова, 1997] и в сентябре 2017 г. Абсолютные отметки зеркала озера в 1960-х гг. были гораздо выше современных вследствие большей толщины примыкающего ледника и наледникового расположения озера. Как перемычка, так и преобладающая часть ложа озера состояли из льда. Прорывы 1958, 1959 и 1960 гг. проходили через грот в месте понижения и примыкания ледовой плотины к правобережной морене [Петраков и др., 2009; Черноморец и др., 2007], поэтому возможный прорыв озера ожидался в этом же месте. Озеро Башкара – наиболее глубокое в Приэльбрусье, его глубина в 2008 г. достигала 37 м. Озеро относится к типу ледниково-запрудных озёр. Его котловину

частично ограничивает конечно-моренный вал, который возвышается над урезом озера в северной и северо-восточной частях на 40 м, а в наиболее низкой части, на юго-западном участке, 12 – 15 м. Объем озера в 2008 г. превышал 1000 тыс. м<sup>3</sup>, в 2012-2015 гг. объем озера был около 800 тыс. м<sup>3</sup>.



а

б

Рис. 1. Озеро Башкара (а), оз. Лапа (б). Фото Кидяевой В.М., 2009 г.

Озеро Лапа (Нижнее Башкаринское) (рис. 1) подпружено крупнообломочной конечной мореной ледника Башкара. Озеро имеет поверхностный сток воды по глыбовому каскаду высотой до 10 м и ниже растекается по зандровому выполаживанию, где в середине лета образуется мелководный водоем. За период с 2001 по 2016 гг. объем оз. Лапа увеличился в более чем в 10 раз (с 30 тыс. м<sup>3</sup> до 350 тыс. м<sup>3</sup>). Больше половины береговой линии оз. Лапа проходит вдоль языка ледника Башкара. Обвалы льда, термокарстовые просадки на дне озера (глубина его достигает до 14 м), наступание и отступление дельты впадающего в озеро ручья, склоновые процессы на берегах приводят к нестабильному состоянию озера.

Учитывая, что ледник Башкара на современной стадии развития быстро отступает, прогнозируется значительное увеличение объема оз. Лапа в будущем. Радиозондирование языка ледника Башкара, проведенное в июне 2010 г. И.И. Лаврентьевым, С.С. Кузузовым, Д.А. Петраковым и Н.Н. Коваленко позволило исследовать подледный рельеф и, следовательно, оценить максимально возможный объем оз. Лапа. По оценкам, при уровне воды озера на отметке 2485 м н.у.м. и объеме 200 тыс. м<sup>3</sup> в 2010 г., объем озера может увеличиться в 2-3 раза и достичь 500 тыс. м<sup>3</sup>. На рисунке 2 синей линией показано возможное положение уреза озера при отступании ледника.

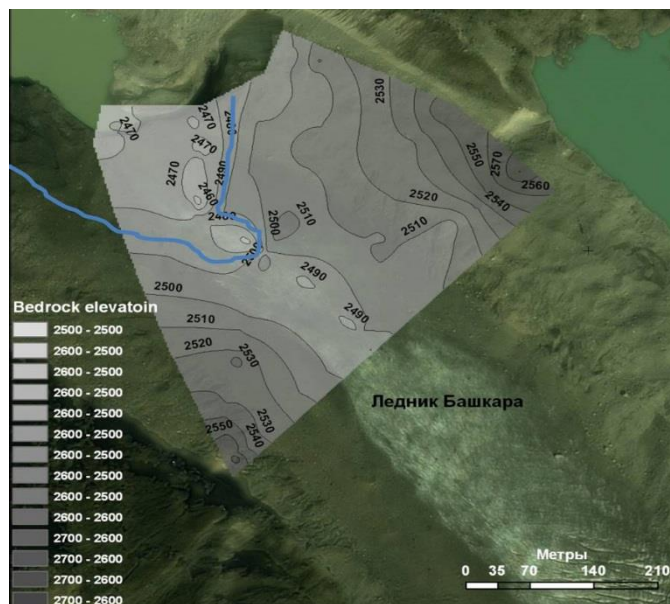


Рис. 2. Результаты геофизической съемки ледника Башкара в июне 2010 г. Синей линией показано положение уреза оз. Лапа при отступании ледника

До событий 2017 г., наиболее вероятным сценарием прорыва оз. Башкара считалось его опорожнение через подледный канал стока [Гнездилов и др., 2007]. При расчетах по модели прорыва подпруженного ледником озера Виноградова Ю.Б. [Виноградов, 1977] был получен максимальный расход гидрографа  $123,5 \text{ м}^3/\text{с}$ , общий объем прорывного паводка – 764 тыс.  $\text{м}^3$  [Гнездилов и др., 2007]. Гидрограф гипотетического прорыва характеризовался большой величиной отрицательной асимметрии, что характерно для прорыва озёр по внутриледниковому каналу, с добавлением пиков, образовавшихся в результате размыва нижних Башкаринских озер. Максимальный расход достигал своей величины через 4,5 часа от начала прорыва. Предполагалось, что прорывной паводок преобразуется в селевой паводок с плотностью около  $1127 \text{ кг}/\text{м}^3$ , а максимальный расход достигнет  $133 \text{ м}^3/\text{с}$  [Гнездилов и др., 2007]. Моделирование данного сценария прохождения прорывного паводка по участку долины р. Адыл-Су протяженностью около 8 км было проведено в работах [Хорин, Крыленко, 2008; Petrakov et al., 2012].

## Методика исследований

### Методика моделирования водных и селевых потоков

В данной работе для расчетов использовались двумерные модели STREAM\_2D [Беликов, Милутеев, 1992], FLO-2D [O'Brien et al., 1993] и RAMMS: DEBRIS FLOW [Christen et al., 2010].

Программные комплексы STREAM\_2D и FLO-2D основаны на численном решении системы уравнений Сен-Венана в приближении «мелкой воды» [Кюнж и др., 1985; и др.]. При решении уравнения для расчета коэффициента Шези используется формула Маннинга, в которой используется параметр  $n$  – коэффициент шероховатости.

Для численного решения системы уравнений должны быть заданы граничные и начальные условия. В качестве граничных условий в программе STREAM\_2D задаются расходы воды на верхней и уровни воды на нижней границе расчетного участка как функции времени, в качестве начальных – уровни водной поверхности в пределах расчетного участка на начало расчета.

В отличие от программы STREAM\_2D, в программе FLO-2D можно рассчитывать движение селевого потока, основанной на решении уравнений неьютоновских жидкостей.



RAMMS (Rapid Mass Movements) – это программный пакет, который позволяет осуществлять моделирование снежных лавин, селевых потоков и камнепадов. Для моделирования селевых потоков RAMMS использует однофазный подход (аналогичный лавинам, метод Фелми). В гидравлической модели, предложенной А. Фелми [Voellmy, 1955], скорость частиц осредняется по нормали к склону, поэтому распределение характеристик потока по толщине потока не рассматривается. Модель не предполагает деформации сдвига. В модели учитываются два параметра: безразмерный коэффициент сухого трения  $\mu$  и коэффициент турбулентного трения  $\xi$ ,  $m/c^2$  [Christen, et al., 2010].

Входными параметрами для модели RAMMS являются общий объем селевого потока, который может быть задан как гидрографом, так и зоной отрыва, имеющей площадь и глубину, и параметры сопротивления.

Для проведения моделирования с использованием двумерных моделей требуются следующие исходные данные: топографические карты, топографическая съемка участка долины, синтезированная в цифровую модель рельефа (ЦМР), данные о максимальных расходах воды и формах гидрографов. Результаты моделирования представлены в виде плановой картины распределения скоростей течения, уровней водной (селевой) поверхности и глубин воды или селевой массы в пределах расчетной области.

#### *Подготовка данных и построение гидродинамических моделей*

**Сценарии и параметры модели.** В статье рассмотрены два сценария – 1) предполагаемый прорыв оз. Башкара по подледному каналу стока с учетом максимально возможного объема оз. Лапа; 2) фактический прорыв оз. Башкара 1 сентября 2017 г.

Анализ динамики развития Башкаринских озёр предполагает увеличение объема оз. Лапа до 500 тыс.  $m^3$ . Триггером при прорыве оз. Лапа могло стать опорожнение верхнего озера. По нашей оценке, максимальный объем паводка мог составить более 1 млн  $m^3$ . При прогнозном моделировании прорыва была задана асимметричная форма гидрографа с пологим подъемом паводка и резким спадом (рис. 3а) [Гнездилов и др., 2007]. Максимальный расход составлял 200  $m^3/c$ , наступление максимального расхода происходило приблизительно через 4 ч после начала прорыва.

Фактический прорыв оз. Башкара 1 сентября 2017 г. развивался по другому сценарию. Уровень озера до 2017 г. колебался в районе отметки 2596 м н.у.м., максимальная глубина озера достигала 37 м, максимальный объем достигал 1 млн  $m^3$  в 2008 г. В 2008 г. началась фильтрация воды из озера сквозь стенку перемычки, и образовался сток под язык ледника Башкара. Сток из озера направлен был в грот, образовавшийся в языке Башкаринского ледника, позже сформировался поверхностный перелив с хорошей отмосткой.

Причиной прорыва озера 1 сентября 2017 г. стал аномальный ливень на фоне сильного переувлажнения горных пород. Часть переувлажненных моренных отложений оползло в озеро, перегородив естественный сток из него, начал расти уровень воды, грот в теле ледника не пропустил выросший объем стока, и поток перелился через ледник и пошел по леднику. Объем жидкой фазы потока составил порядка 1,1 млн  $m^3$ , основная часть ее, 800 тыс.  $m^3$ , была сброшена из озера, в селевой паводок было вовлечено 350-500 тыс.  $m^3$  твердого материала [Петраков и др., 2017, Черноморец и др., 2018].

В программе RAMMS для построения входного гидрографа прорыва используется оценка общего объема селевого потока и эмпирические зависимости между общим объемом и максимальным расходом воды [Rickenmann et al. 1999]. Для построения гидрографа использовались следующие параметры (рис. 3б):

- объем,  $W = 700000 m^3$ ;
- максимальный расход воды,  $Q_{max} = 600 m^3/c$ ;
- время наступления пика,  $t_1 = 60 c$ ;
- время окончания излива,  $t_2 = 2333 c$ ;
- максимальная скорость течения  $V_{max} = 15 m/c$ .

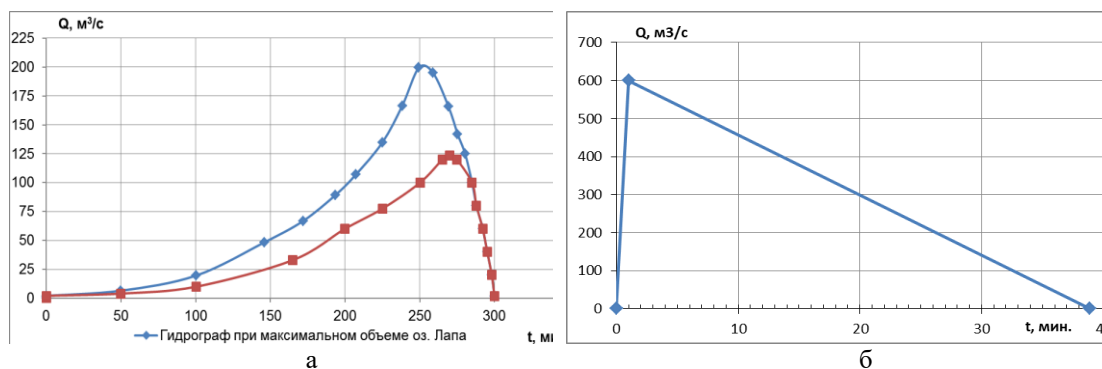


Рис. 3. Входной гидрограф для моделирования селевых потоков: а) при максимальном объеме оз. Лапа; б) при фактическом прорыве Башкаринских озёр.

Плотность селевого потока была задана  $1100 \text{ кг/м}^3$ , что соответствует воднокаменному селю. Коэффициент сухого трения был задан в соответствии с рекомендациями разработчиков программы по тангенсу уклона склона в зоне аккумуляции выше а/л Джантуган  $\mu = 0,107$ . Был использован средний для селевых потоков коэффициент турбулентного трения,  $\xi = 1000 \text{ м/с}^2$  [Christen, et al., 2010].

#### *Исходные данные для моделирования.*

**Рельеф.** В качестве исходных данных для расчетов по сценарию предполагаемого прорыва оз. Башкара и оз. Лапа использовалась цифровая модель рельефа, полученная на основе топографической карты 1:25000 1957 г. и адаптированная для цели расчетов в работах [Норин, Крыленко, 2008; Petrakov et al., 2012].

В качестве исходных данных для моделирования прорыва озера 2017 г. использовалась цифровая модель местности, полученная по снимку Spot 6 с разрешением 3,2 м (дата съемки 1 августа 2017 г.). Для пойменных территорий была проведена корректировка рельефа с целью убрать растительность (лес и кустарники), которая завывшала отметки рельефа. Для этого использовался специальный алгоритм, представленный в программном обеспечении с открытым кодом ГИС Whitebox Geospatial Analysis Tools [Lindsay, 2014]. Алгоритм Remove Off-Terrain Objects разработан для создания поверхности земли в ЦМР для городских и сельскохозяйственных ландшафтов, однако, в зимних условиях при отсутствии листвы может применяться и для негустых лесов и кустарников.

**Схематизация модельной области.** Поскольку при прорыве поток прошел по языку ледника Башкара, затем попал в озеро Лапа и пошел далее по долине, то входной створ для моделирования был расположен на зандровой площадке ниже озера Лапа. Замыкающий створ находился ниже впадения р. Адыл-Су в р. Баксан. Ниже впадения наблюдаемый водокаменный поток продолжал свое разрушительное движение, но его свойства сильно изменились от впадения в большую реку (рис. 4). Ниже слияния целесообразно проводить новый этап моделирования с новыми параметрами.

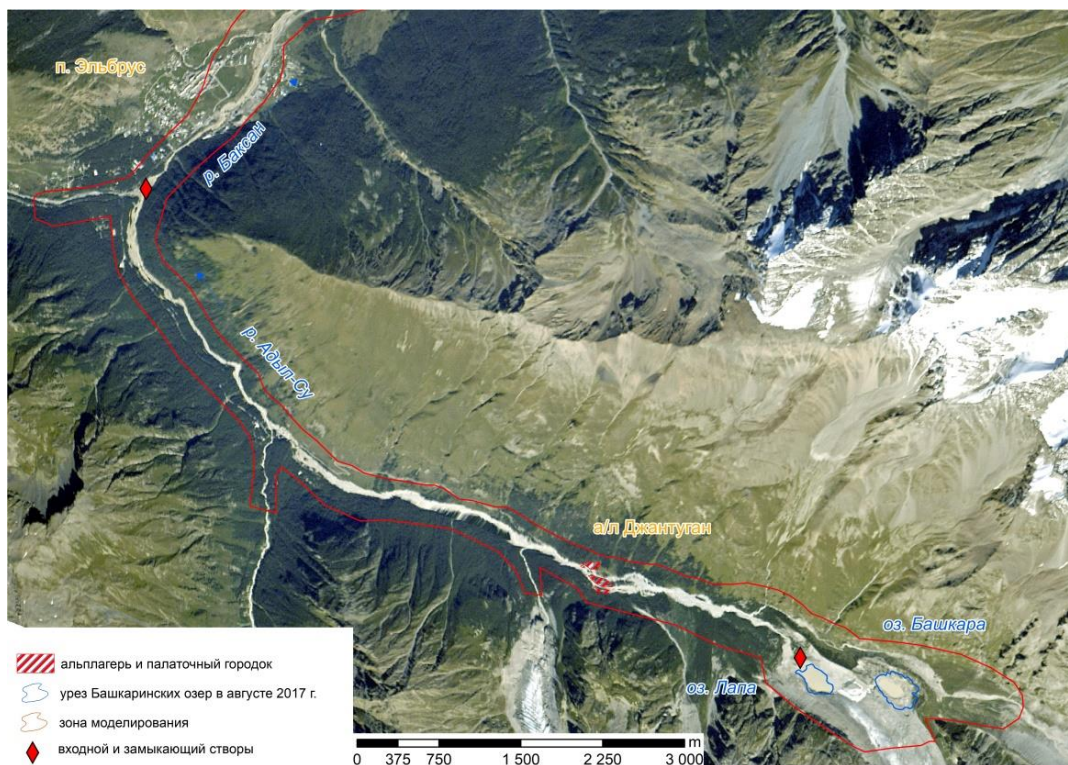


Рис. 4. Зона моделирования, р. Адыл-Су.

**Экспериментальные расчеты.** Экспериментальные расчеты на основе программного комплекса STREAM\_2D для долины р. Адыл-Су были проведены с использованием оптимальных параметров шероховатости для горных долин [Норин, Крыленко, 2008]. Была построена зависимость между параметрами потока, морфометрическими характеристиками долины и величиной потенциальной опасности.

Для этого было выбрано 11 контрольных репрезентативных створов-профилей долины (рис. 4). Серия расчетов была проведена для расходов 62, 123,5, 186, 247 м<sup>3</sup>/с. Для получения зависимостей для селевого потока с расходом 133 м<sup>3</sup>/с (паводок расходом 123,5 м<sup>3</sup>/с, с добавлением селевой составляющей) были использованы результаты [Норин, Крыленко, 2008].

## Результаты

По результатам моделирования для каждого экспериментального створа были определены следующие параметры: площадь живого сечения потока, ширина поймы, средний расход воды, ширина затопления по профилю, средняя и максимальная скорости течения, средняя глубина, средняя удельная энергия потока.

Зависимости между параметрами потока и шириной потока в створе имеют степенной вид (обратные пропорциональные зависимости), что следует из формул расхода воды, площади поперечного сечения и удельной энергии потока [Сурков, 2010; Крыленко и др., 2018]. Средняя удельная энергия потока связана с шириной поймы (рис. 5),  $R = 0,72$  для селя и  $0,79 - 0,94$  для водного потока. Как видно из рисунка 6, средняя удельная энергия селевого потока при ширине поймы около 100 м и меньше достигает уровня катастрофических разрушений  $P > 171500 \text{ кг/с}^2$  [Кидяева, 2013].

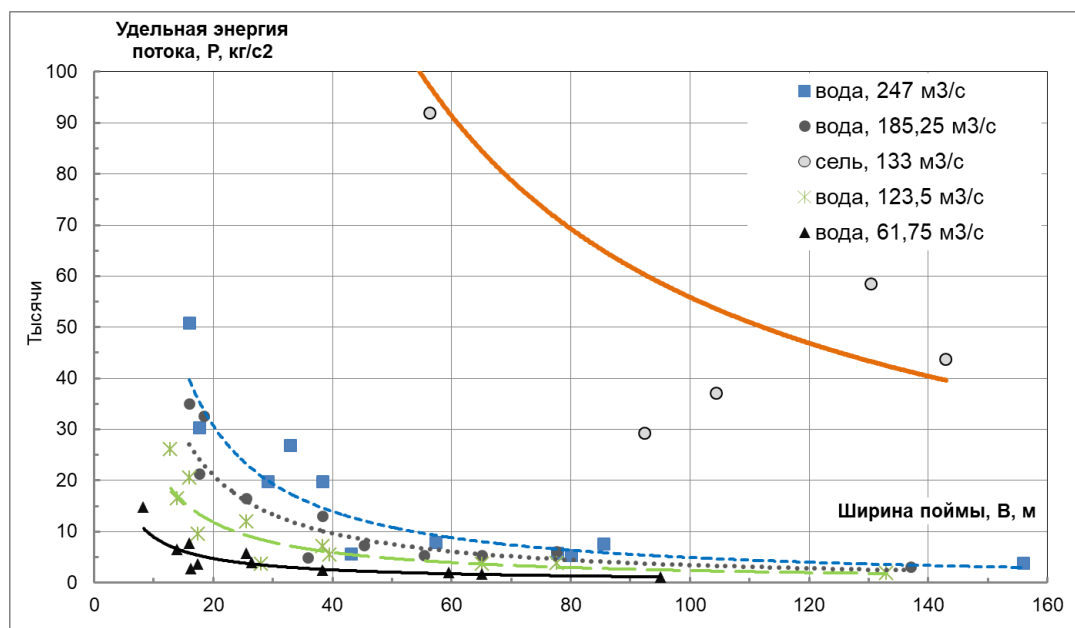


Рис. 5. Зависимость средней удельной энергией потока в створе от ширины поймы для водного и селевого потока.

При прорыве Башкаринских озёр с учетом потенциального объема оз. Лапа максимальное значение расхода, равное  $200 \text{ м}^3/\text{с}$ , будет наблюдаться через 250 минут после начала прорыва. От верхнего створа до альплагеря Джантуган расход добежит за 15-20 минут, что соответствует скорости 2-2,5 м/с. Среднее время добегания от места прорыва до устья р. Адыл-Су менее 1 часа. Гидрограф не трансформируется.

Максимальные глубины в районе альплагеря достигают 8 м, максимальные скорости 9 м/с. Такие характеристики потока у альплагеря соответствуют сильным и катастрофическим разрушениям, особенно на участках врезанного русла, где располагаются мосты, грунтовые дороги, переходы коммуникаций. Все эти объекты инфраструктуры могут быть разрушены.

По результатам моделирования, при прорыве оз. Башкара в 2017 г. время добегания максимального расхода воды до альплагеря Джантуган составило 30 минут. Время добегания до устья р. Адыл-Су составило 1 час 15 минут.

Максимальные глубины затопления у альплагеря достигают 6 м, максимальные скорости течения – 6 м/с. Площади затопления в районе альплагеря по двум сценариям значительно не отличаются благодаря крутым склонам долины.

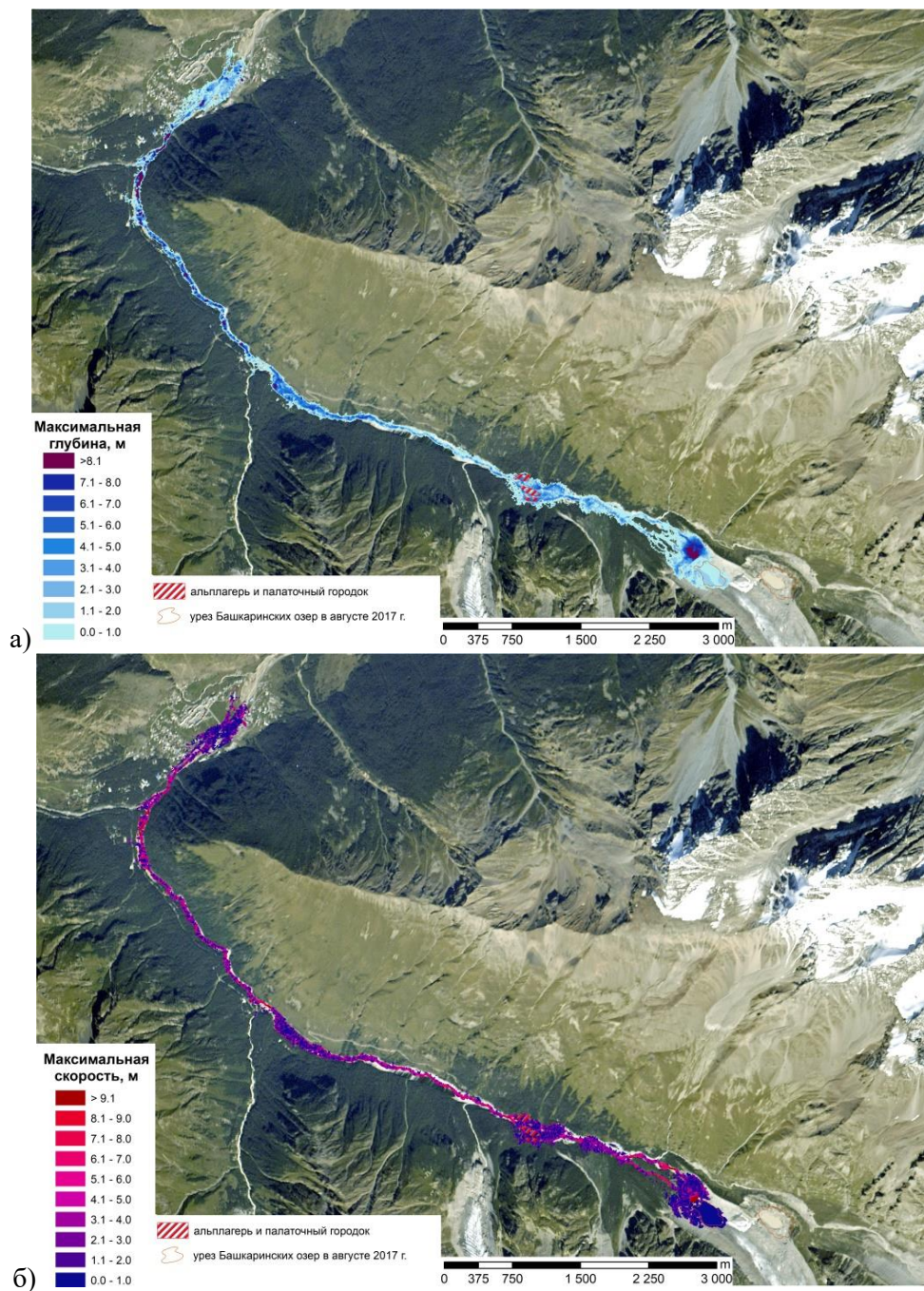


Рис. 5. Максимальная глубина потока (а) и скорость течения (б) при моделировании фактического прорыва оз. Башкара 1 сентября 2017 г. в программе RAMMS.

### Дискуссия

В результате моделирования получено отображение прохождения селевого потока по долине р. Адыл-Су в результате прорыва оз. Башкара 1 сентября 2017 г. Используемые при моделировании селевого потока параметры и входной гидрограф позволили получить представление о селевом потоке. Так, вероятнее всего, селевой поток был водокаменного типа, имел скорости в среднем до 6 м/с, плотность около 1100 кг/м<sup>3</sup>. Однако, использованные параметры требуют дополнительной калибровки и проверки в ходе полевых исследований. Например, заданная треугольная форма гидрографа несколько завышает результаты моделирования, а коэффициент турбулентного трения необходимо менять в зависимости от условий подстилающей поверхности и преобладающего типа транспорта наносов. Сравнение результатов





моделирования прогнозного и фактического сценариев прорыва показали, что площадь затопления различается незначительно, однако, скорости течения при моделировании фактического сценария ниже, что кажется более вероятным. Также различия в результатах моделирования заложены в свойствах самих моделей. На наш взгляд, моделирование селевого потока в программе RAMMS больше подходит для условий горных территорий, поскольку учитывает крутизну склонов, турбулентность и вязкость потока в горах. Другие модели, разработанные изначально для водных потоков на равнинных территориях, требуют более тщательной калибровки и не могут полностью учитывать горные условия.

Важным этапом будущих работ с программой RAMMS станет моделирование эрозионных процессов при прохождении селевого потока. На практике, необходимо четкое представление об эрозионных процессах в долине, которое можно получить только в результате сравнения двух цифровых моделей рельефа – до и после события, при условии наличия полевых наблюдений. Результатом данной работы станет представление о свойствах эрозионных процессов, типичных для данного бассейна или даже региона.

Полученные результаты экспериментальных расчетов имеют практическое значение для целей моделирования селевых потоков в горах при недостаточности наблюдений. Полученные номограммы можно использовать для зонирования долин горных реки по степени потенциальной опасности при недостатке исходных данных.

Исследование выполнено при поддержке РФФИ, проект 18-05-00520.

### Список литературы

- Беликов В.В., Милитеев А.Н. (1992). Двуслойная математическая модель катастрофических паводков. В сб.: Вычислительные технологии, 1(3).
- Виноградов Ю.Б. (1977). Гляциальные прорывные паводки и селевые потоки. Л.: Гидрометеиздат, 156 с.
- Гнездилов Ю.А., Иващенко Е.Н., Красных Н.Ю. (2007). Оценка гипотетического прорыва озера Башкара. Сборник научных трудов Северо-Кавказского института по проектированию водохозяйственного и мелиоративного строительства (ОАО «Севкавгипроводхоз»), Пятигорск.
- Залиханов М.Ч., Анахаев К.Н., Недугов А.Н. (2009). О селеопасном озере Башкара. Метеорология и гидрология, 2: 89-92.
- Золотарев Е.А., Сейнова И.Б. (1997). Катастрофические сели Приэльбрусья за два последних тысячелетия. Материалы гляциологических исследований, 82: 184-189.
- Кидяева В.М., Крыленко И.Н., Крыленко И.В., Петраков Д.А., Черноморец С.С. (2013). Колебания уровня воды горных ледниковых озер Приэльбрусья. Геориск, 3: 8–15.
- Кидяева В.М. Зонирование опасности в речных долинах при прорыве горных озер. В кн.: Материалы XX Международной молодежной научной конференции студентов, аспирантов и молодых ученых «Ломоносов». МАКС Пресс, Москва.
- Крыленко И.Н., Головлев П.П., Корнилова Е.Д., Сазонов А.А., Фингерт Е.А. (2018). Оценка чувствительности характеристик затопления к изменениям природных и антропогенных факторов на основе двумерной гидродинамической модели. Международная научно-практическая конференция «Третьи Виноградовские Чтения. Грани гидрологии». Санкт-Петербург, 908–912.
- Кюнж Ж., Холли Ф., Вервей А. (1985). Численные методы в задачах речной гидравлики. М., Энергоатомиздат, 255 с.
- Норин С.В., Крыленко И.Н. (2008). Моделирование возможного паводка при прорыве горных озер в долине реки Адыл-Су (Приэльбрусье). Водные ресурсы, экология и гидрологическая безопасность. Сборник трудов ИВП РАН, 99-104.
- Петраков Д.А., Алейников А.А., Кидяева В.М., Крыленко И.Н., Норин С.В., Сейнова И.Б., Тутубалина О.В., Черноморец С.С., Шахмина М.С. (2009). Современная эволюция приледниковых озер в Приэльбрусье (Центральный Кавказ, Россия). В кн.: Снижение риска природных катастроф в горах. Материалы Международной конференции, Кыргызская Республика, г. Бишкек, 69-74.
- Петраков Д.А., Черноморец С.С., Докукин М.Д., Алейников А.А., Беккиев М.Ю., Висхаджиева К.С., Запорожченко Э.В., Калов Р.Х., Кидяева В.М., Крыленко В.В., Крыленко И.В., Крыленко И.Н., Савернюк Е.А., Смирнов А.М., Рец Е.П., Хаджиев М.М. (2017). Прорыв озера Башкара



- и катастрофический сель в Приэльбрусье 1 сентября 2017 г. В кн.: Материалы 16 Всероссийской научно-практической конференции «Проблемы прогнозирования чрезвычайных ситуаций», 95–97.
- Сейнова И.Б. (1997). Селевые процессы бассейна р. Баксан в последнем тысячелетии (Центральный Кавказ). М., ВИНТИ, № 9763. В97. 295 с.
- Сурков В.В. (2010). Ландшафтообразующая роль русловых и гидрологических процессов в речных долинах. Эрозия почв и русловые процессы, 17: 154-192.
- Черноморец С.С., Петраков Д.А., Крыленко И.Н., Тутубалина О.В., Алейников А.А., Крыленко И.В., Тарбеева А.М. (2007). Динамика ледниково-озерного комплекса Башкара и оценка селевой опасности в долине реки Адыл-Су. Криосфера Земли, XI(1): 72-84.
- Черноморец С.С., Петраков Д.А., Алейников А.А., Беккиев М.Ю., Висхаджиева К.С., Докукин М.Д., Калов Р.Х., Кидяева В.М., Крыленко В.В., Крыленко И.В., Крыленко И.Н., Рец Е.П., Савернюк Е.А., Смирнов А.М. (2018). Прорыв озера Башкара (Центральный Кавказ, Россия) 1 сентября 2017 года. Криосфера Земли, XXII(2): 70–80.
- Christen M. et al. Calculation of dense snow avalanches in three-dimensional terrain with the numerical simulation program RAMMS //Proceedings Whistler 2008 International Snow Science Workshop September 21-27, 2008. 2008. P. 709.
- Christen M., Kowalski J., Bartelt P. (2010). RAMMS: Numerical simulation of dense snow avalanches in three-dimensional terrain. Cold Regions Science and Technology, 63(1–2): 1–14.
- Lindsay J.B. (2014). The Whitebox geospatial analysis tools project and open-access GIS. Proceedings of the GIS Research UK 22<sup>nd</sup> Annual Conference, The University of Glasgow, 16-18.
- O'Brien J., Julien P., Fullerton W. (1993). Two-dimensional water flood, mudflow simulation. Journal of Hydraulic Engineering, ASCE, 119(2): 244–259.
- Petrakov D.A., Tutubalina O.V., Aleinikov A.A., Chernomorets S.S., Evans S.G., Kidyaeva V.M., Krylenko I.N., Norin S.V., Shakhmina M.S., Seynova I.B. (2012). Monitoring of Bashkara glacier lakes (Central Caucasus, Russia) and modelling of their potential outburst. Natural Hazards, 61(3): 1293–1316.
- Rickenmann D. (1999). Empirical relationships for debris flows. Natural hazards, 19(1): 47-77.
- Voellmy A. (1955). Über die Zerstörungskraft von Lawinen. Schweiz, Bauzeitung, 73(12): 159–162.



## **Сравнительная оценка селевой активности в географических районах Северного Кавказа (с востока на запад и с севера на юг) по типу, генезису и объемам выносов**

**Н.В. Кондратьева, А.Х. Аджиев, В.В. Разумов, М.Ю. Беккиев**

*ФГБУ «Высокогорный геофизический институт», Нальчик, Россия,  
kondratyeva\_nat@mail.ru*

На основе собранных и обобщенных материалов из архивных, литературных, фондовых источников и маршрутных полевых исследований в работе проведен анализ проявлений селевой активности в пределах отдельных физико-географических районов Северного Кавказа: Восточный Кавказ, Центральный Кавказ, Западный Кавказ и его высотных зон (низкогорье, среднегорье, высокогорье) по типу, генезису и объемам выносов твердой составляющей селей.

*Северный Кавказ, сель, генезис, тип селевых потоков, объем, мощность, селевая активность*

## **Comparative assessment of mudflow activity in the geographical regions of the North Caucasus (from east to west and from north to south) by type, origin and volume of mudflow deposits**

**N.V. Kondratieva, A.Kh. Adzhiev, V.V. Razumov, M.Yu. Bekkiev**

*High-Mountain Geophysical Institute, Nalchik, Russia, kondratyeva\_nat@mail.ru*

On the basis of collected and generalized materials from archival, literary and fund sources, the analysis of the manifestation of mudflow activity within the regions of the North Caucasus (Eastern Caucasus, Central Caucasus, Western Caucasus) and its high-altitude zones (low mountains, middle mountains, highlands) by type, genesis and volumes of deposits by the solid component of mudflows.

*North Caucasus, rural, genesis, type of mud flows, volume, power, mudflow activity*

В работе выполнен анализ проявлений селевой активности в пределах отдельных физико-географических районов Северного Кавказа (СК): Восточный Кавказ (ВК), Центральный Кавказ (ЦК), Западный Кавказ (ЗК) и его высотных зон (низкогорье, среднегорье, высокогорье) по типу, генезису и объемам выносов твердой составляющей селей.

В работе используется деление по высотным отметкам, предложенное в работе [Кондратьева, 2007] при проведении районирования по селевой активности территории КБР в 2007 г. На исследуемой территории нами выделено три высотные зоны, где происходят селевые явления: высокогорье – абсолютная высота меняется от 2500 м до 4500 м; среднегорье от 1500 до 2500 м; низкогорье – высоты от 600 до 1500 м до 600 м. Как правило, ниже 600 м формируются селеподобные паводки, которые мы не рассматриваем.

В качестве характеристики селевой активности рассматривается количество зафиксированных селей в регионе с 1953 г. по 2015 г. (63 года). На Северном Кавказе за рассматриваемый период нами на основе собранных и обобщенных материалов из



архивных, литературных, фондовых источников и полевых работ выявлено 1727 сходов селевых потоков [Кондратьева и др., 2015], из них 174 (10%) случая на Западном Кавказе, 1207 (70%) - на Центральном Кавказе и 346 (20%) - на Восточном Кавказе. Большинство селепроявлений приходится на Центральный Кавказ, в три с половиной раза меньше - селевая активность на Восточном Кавказе, на Западном Кавказе селевые явления проявляются редко.

Селевые потоки наблюдаются в высотном диапазоне от 600 до 4500 м. Основная часть селей (71%) зарождается выше 2500 м в субнивальном и альпийском поясах, в три раза меньше селепроявлений - в среднегорье (22%) и совсем мало - в низкогорье (7%) (таблицы 1-4). Такое разделение селепроявлений связано с распределением осадков в горах Северного Кавказа по высотной зональности (каждые 500 м осадки увеличиваются в среднем на 20%). Зона максимальных летних осадков в горах Северного Кавказа расположена на высоте примерно 3000 м [Темникова, 1959].

Селеопасный период в высокогорьях Северного Кавказа длится с апреля по октябрь, в низкогорье – с марта по ноябрь, возможен сход селей даже в декабре - феврале, где единичные селепроявления в зимнее время связаны с оттепелями, снеготаянием и ливнями. Наиболее активны селепроявления (90% сходов селей) в мае-сентябре, а период наибольшей опасности (70% сходов селей, а также практически всех катастрофических) – июль-август, что связано соответственно с максимумом атмосферных осадков тёплого периода и интенсивным таянием снега и льда в высокогорье.

Далее рассмотрим дифференциацию селевой активности на Северном Кавказе по трем параметрам: по типам, генезису и объемам выносов твердой составляющей селей. На основе анализа данных, представленных в таблицах 1-4 выявляются следующие особенности и закономерности в пространственном распределении селевых потоков.

*1. По типу: насыщенность селевого потока обломочным материалом (табл. 1).*

Таблица 1. Распределение селевых потоков по типам - количество/ процент (количество / %) с востока на запад и по высотным зонам на территории СК

Типы селевых потоков	Район			Высотная зона			Всего по СК (кол./%)
	ВК	ЦК	ЗК	Высокогорье >2500 м	Среднегорье 2500-1500м	Низкогорье <1500 м	
ГК	166/49	797/66	108/62	956/78	110/29	5/4	1071/62
ВК	127/36	398/33	64/37	245/20	236/62	108/89	589/34
Г	53/15	12/1	2/1	25/2	34/9	8/7	67/4
Итого (кол./%)	346/20	1207/70	174/10	1226/71	380/22	121/7	1727/100

Примечание: ГК – грязекаменный; ВК – водокаменный; Г - грязевой

- во всем регионе преобладают грязекаменные сели (62%), в два раза реже проявляются водокаменные (34%) и совсем редки грязевые (4%);

- на Центральном и Западном Кавказе грязекаменные сели (66% и 62% соответственно) в два раза преобладают над водокаменными (33% и 37% соответственно), а грязевые сели очень редки, они формируются в основном на Восточном Кавказе.

- в высокогорье ведущая роль принадлежит грязекаменным селям (78%), а водокаменные доминируют в среднегорье (62%) и низкогорье (89%). Причём, грязекаменные сели, которым принадлежит второе место по распространению в среднегорье (29%), уступают его грязевым селям в низкогорье (7%);

*2. По генезису: водный фактор формирования селя (табл. 2).*

Здесь мы рассматриваем генетические типы селей, распространенные на Северном Кавказе. В литературе очень часто один и тот же сход селя называют либо прорывным генетическим типом селя (прорывной селя – обусловлен разрушением естественных



плотин моренно-запрудных и карово-моренных озёр [Перов, 1996]), либо ледниковым, например, в работах [Перов, 2012; Познанин, 1979], мы объединили эти группы генетических типов в одну: ледниковый+прорывной.

Таблица 2. Распределение селевых потоков по генезису (количество / %) с востока на запад и по высотным зонам на территории СК

Генезис селевых потоков	Район			Высотная зона			Всего по СК (кол/%) :
	ВК	ЦК	ЗК	Высокогорье >2500 м	Среднегорье 2500-1500 м	Низкогорье <1500 м	
Д	330/94	1115/92	136/78	1102/89,7	360/95	119/98	1581/92
Л+П	3/1	35/3	10/6	48/4	-	-	48/2,7
Л-Д	6/2	32/2,5	18/10	56/5	-	-	56/3
С-Д	7/3	19/2	10/6	16/1	18/4,5	2/2	36/2
С	-	6/0,5	-	4/0,3	2/0,5	-	6/0,3
Итого(кол/%)	346/20	1207/70	174/10	1226/71	380/22	121/7	1727/100

Примечание: Д-дождевой, Л+П-ледниковый+прорывной, Л-Д-ледниково-дождевой. С-Д-снегодождевой; С-снеговой

- в регионе преобладают сели дождевого генезиса (92%), проявления ледниковых+прорывных селей составляют (2,7%), чаще формируются смешанные ледниково-дождевые сели (3%), снего-дождевые сели составляют 2%, очень редко формируются снеговые (0,3%). Ледниковые и ледниково-дождевые сели следуют распространению современного оледенения, которое на Центральном Кавказе относится к массивному типу, а западнее и восточнее – к полумассивному и рассеянному;

- дождевые сели формируются во всех высотных зонах, причём, от высокогорья к низкогорью их доля увеличивается с 89,7% до 98%, ледниковые+прорывные (2,7%) и ледниково-дождевые (3%) сели формируются только в высокогорье, вследствие гляциальных процессов в зоне современного оледенения. Снего-дождевые сели (2%) чаще отмечаются на северных и южных склонах среднегорных хребтов, особенно на Центральном Кавказе;

- доля дождевых селей увеличивается с 78% до 94% с запада на восток. Проявления ледниковых+прорывных селей уменьшаются с 6% до 1% с запада на восток, скорее всего такое распределение связано с тем, что мы объединили ледниковый и прорывной генезисы в одну группу - ледниковый+прорывной. Доля ледниково-дождевых селей с 10% на Западном Кавказе, уменьшается к востоку до 2%. Количество снего-дождевых селей возрастает от Центрального Кавказа (2%) на восток (3%) и на запад (6%), а снеговые сели нами зафиксированы только на Центральном Кавказе, их доля здесь составила 0,5%.

3. По объёму выносов (мощность селя или селевая опасность): твердая составляющая селевого потока (табл. 3).



Таблица 3. Распределение селевых потоков по объему твердой составляющей (количество / %) с востока на запад и по высотным зонам на территории Северного Кавказа.

Объем выносов твердой составляющей селей (мощность селя или селевая опасность), W, тыс. м <sup>3</sup>	Район			Высотная зона			Всего по СК (кол./%):
	ВК	ЦК	ЗК	Высокогорье >2500 м	Среднегорье 2500-1500м	Низкогорье <1500 м	
Слабая: W<10	226/65	128/11	112/64	169/14	262/69	35/29	466/27
Средняя: 10<W<100	103/30	928/77	57/33	899/73	103/27	86/71	1088/63
Сильная: 100<W<500	13/4	103/8	5/3	106/9	15/4	-	121/7
Очень сильная: W>500	4/1	48/4	-	52/4	-	-	52/3
Итого (кол./%)	346/20	1207/70	174/10	1226/71	380/22	121/7	1727/100

Объёмы селевых выносов в горах Северного Кавказа изменяются от десятков до миллионов кубометров:

- в регионе Северного Кавказа большинство селей средней и слабой опасности (мощности) (63%, 27% соответственно). Крайне редки селепроявления очень сильной опасности, на их долю приходится 3%, чаще зафиксированы сели сильной опасности (7%);

- большинство формирующихся селей в высокогорье средней опасности (73%), причем доля этих селевых потоков в среднегорье уменьшается до 27%, а в низкогорье опять увеличивается до 71%. Сели слабой опасности в основном проявляются в среднегорье (69%). Сели очень сильной опасности формируются только в высокогорье, здесь их доля составляет 4%. Селевые явления сильной опасности проявляются только в высокогорьях (9%) и среднегорьях (4%);

- наименьшая часть селей малой опасности приходится на Центральный Кавказ (11%), затем практически в равных долях количество селей этой категории увеличивается на восток (65%) и запад (64%). Сели средней категории опасности преобладают на Центральном Кавказе (77%) и также почти в равных долях уменьшаются к востоку (30%) и западу (33%). То же самое происходит и с селепроявлениями с сильной степенью опасности, на Центральном Кавказе доля селей этой категории составляет 8%, почти равномерно уменьшаясь к востоку (4%) и западу (3%). Селепроявления с очень сильной степенью опасности отмечаются в основном на Центральном Кавказе (4%) и лишь незначительная их часть зафиксирована на Восточном (1%). На Западном Кавказе сели этой категории не зафиксированы.

Для того чтобы детализировать результаты проведенного анализа селевой активности в разных географических районах Северного Кавказа составлена таблица 4, где представлено распределение селей различной мощности в зависимости от генезиса зарождения.

Таблица 4. Распределение селевых потоков различной мощности в зависимости от генетических типов селевых потоков (количество / %) на территории Северного Кавказа.

	Генезис селевого потока	



Объем выносов твердой составляющей селей (мощность селя или селевая опасность), W, тыс. м <sup>3</sup>	Д	Л+П	Л-Д	С-Д	С	Всего по СК (кол/%)
Слабая: W<10	444/29	-	-	21/58	1/17	466/27
Средняя: 10<W<100	1051/66	-	17/30	15/42	5/83	1088/63
Сильная: 100<W<500	50/3	36/75	35/63	-	-	121/7
Очень сильная: W>500	36/2	12/25	4/7	-	-	52/3
Итого (кол/%)	1581/92	48/2,7	56/3	36/2	6/0,3	1727/100

На Северном Кавказе дождевые генетические типы селепроявлений зафиксированы в основном средней (66%) и слабой (29%) мощности. Большинство произошедших селей ледникового+прорывного и ледниково-дождевого генетических типов сильной мощности, на их долю приходится 75% и 63% соответственно. Снего-дождевые сели преобладают малой мощности (58%), а снеговые – средней (83%).

Таким образом, представленное выше изменение селевой активности (с востока на запад и с севера на юг): по типу, генезису и объемам выносов подтверждает наши выводы о влиянии природно-климатических факторов на селевую деятельность в географических районах Северного Кавказа [Кондратьева, 2017]. В частности, минимум селевой активности наблюдается на территории Западного Кавказа. Это обусловлено сочетанием таких природных условий, как преобладание устойчивых к размыву горных пород, слаборасчлененный рельеф и небольшие абсолютные высоты склонов, а также высокая степень залесенности территории, несмотря на большое количество выпадающих осадков в этом районе. Сочетание и суммарный вклад выше перечисленных условий нивелируют степень селевой активности на Западном Кавказе - до слабой. Оледенение на Западном Кавказе, занимая достаточно большую суммарную площадь, является здесь соподчиненным фактором в селевой активности, т.к. относится к рассеянному и полумассивному типу. На территории Центрального Кавказа за счет сочетания природных условий: сложнорасчлененный рельеф, большие абсолютные и относительные высоты склонов, преобладание устойчивых к размыву горных пород, средняя степень залесенности, значительные осадки, наличие современного оледенения массивного типа, отмечается высшая степень селевой активности. Значительного развития селевая активность достигает и в восточной части Кавказа, где распространены осадочные породы, легко поддающиеся разрушению, а климат сухой и континентальный, вследствие чего растительности на склонах очень мало. Оледенение на территории Восточного Кавказа по масштабам значительно уступает Западному и Центральному Кавказу и относится к рассеянному и полумассивному типу, вследствие чего является соподчиненным фактором в селевой активности.

### Список литературы

- Кондратьева, Н.В. (2017). Изменение селевой деятельности с запада на восток на северном склоне Большого Кавказа. В кн.: Геолого-геофизические исследования глубинного строения Кавказа: Геология и геофизика Кавказа: современные вызовы и методы исследований, 594-602.
- Кондратьева Н.В., Аджиев А.Х., Беккиев М.Ю., Гяургиева М.М., Перов В.Ф., Разумов В.В., Сейнова И.Б., Хучунаева Л.В. (2015). Кадастр селевой опасности юга европейской части России. Москва, Феория – Нальчик, Печатный двор, 148 с.
- Кондратьева Н.В. (2007). Районирование территории Кабардино-Балкарской республики по селевой активности. Дисс. канд. географ. наук. Нальчик, 165 с.
- Перов В.Ф. (2012). Селеведение. Учебное пособие. М., Географический факультет МГУ, 271 с.
- Перов В.Ф. (1996). Селевые явления. Терминологический словарь. М., МГУ, 45 с.
- Познанин В.Л. (1979). Механизм селевых процессов озера Кахаб-Росона в Дагестане. Материалы гляциологических исследований, 36: 218-223.
- Темникова Н.С. (1959). Климат Северного Кавказа и прилежащих степей. Л., 368 с.



## Формирование и распространение селей на территории Северной Осетии–Алании

**Н.В. Кондратьева, В.Х. Кесаонов, Л.В. Хучунаева**

*ФГБУ «Высокогорный геофизический институт», Нальчик, Россия,  
kondratyeva\_nat@mail.ru*

В работе рассмотрены особенности селепроявлений в Республике Северная Осетия–Алания. Указанный регион является одним из наиболее селеопасных районов России. Для получения максимально достоверной информации о селевой деятельности в Северной Осетии–Алании нами были проанализированы имеющиеся, на настоящий момент, сведения по проявлению селевых процессов (более 60 лет), опубликованные в литературных и фондовых материалах, архивах Министерства по чрезвычайным ситуациям России и Высокогорного геофизического института, а также материалы полевых и камеральных исследований авторов на территории РСО-Алания в составе селевых экспедиций ФГБУ «Высокогорный геофизический институт».

*сель, кадастр, Кавказ*

## Formation and distribution of mudflows in North Ossetia–Alania

**N.V. Kondratieva, V.Kh. Kesaonov, L.V. Khuchunaeva**

*High-Mountain Geophysical Institute, Nalchik, Russia, kondratyeva\_nat@mail.ru*

In this paper, the features of selections in the Republic of North Ossetia – Alania are examined. North Ossetia is one of the most dangerous regions of Russia. To obtain the most reliable information about the mudflow activities in the Republic of North Ossetia - Alania, we have analyzed the currently available information on the manifestation of mudflow processes (more than 60 years) published in the literature and stock materials, the archives of the Ministry of Emergency Situations of the Russian Federation and High-Mountain Geophysical Institute, and also materials of field and cameral researches of authors in the territory of North Ossetia as a part of mudflow expeditions of the High-Mountain Geophysical Institute.

*debris flow, inventory, Caucasus*

Северная Осетия – Алания - один из наиболее селеопасных районов России. Селевые потоки в республике проявляются ежегодно. Наиболее разрушительные сели наблюдались в 1953, 1958, 1967, 1973, 1975, 2000, 2002 гг. [Герасимов, 1978; Заалишвили и др., 2016]. Мощные селевые потоки формируются в долинах рек Цейдон, Ардон, Караугом [Герасимов, 1974, 1978, 1985].

Проявление селевой деятельности в горах Северной Осетии обусловлено следующими основными факторами: наличием в приледниковой зоне огромных массивов рыхлообломочного моренного материала, крутых склонов, способствующих интенсивному поверхностному стоку и чрезмерному увлажнению моренного материала в очагах зарождения селей.

Главной причиной формирования селей являются ливневые дожди, зачастую играющие роль толчка или спускового импульса для возникновения селя в





предварительно хорошо увлажненных талыми водами или длительными морозящими осадками рыхлообломочных массивов. По соотношению жидкой и твердой составляющих, в Северной Осетии преобладают несвязные грязекаменные и водокаменные сели. В пределах Бокового хребта и в западной (Дигорской) части Главного Кавказского хребта они состоят преимущественно из крупных и мелких валунов различных кристаллических пород, включенных в песчано-гравийный заполнитель. В районах же более низких хребтов — Скалистого и восточной части Главного Кавказского, а также в межгорных продольных долинах, распространены в основном грязекаменные сели, состоящие из крупного и мелкого щебня в суглинистом заполнителе [Герасимов, 1978].

Очагами зарождения водокаменных селей являются свежие слабозадренованные морены и флювиогляциальные отложения, расположенные в глубоких креслообразных впадинах — карах, высоко под гребнем хребтов на абсолютных высотах 2 500-3000 м. Сели этого типа — самые разрушительные и нередко носят катастрофический характер. Грязекаменные сели зарождаются на более низких гипсометрических уровнях в осыпях, курумах и на оползнях и значительно уступают водокаменным по размерам выноса и разрушительному действию [Агбалова, 1983; Герасимов, 1978; Запорожченко и др., 2014; Панов и др., 1987].

В горной части РСО-Алания к настоящему времени выявлено 145 селевых бассейнов [Кондратьева и др., 2015], в том числе в бассейнах рек Ардон с Козыдоном и Земегондоном — 84, Урух — 29, Фиагдон — 14, Терек — 6, Геналдон — 5, Гизельдон — 5 и Хазнидон — 1. Общая площадь пораженности селями (поражённость территории селями — суммарная площадь выявленных селевых бассейнов) приблизительно равна 2365 км<sup>2</sup>, что составляет 30% от всей площади республики. Средняя площадь селевого бассейна равна 29,4 км<sup>2</sup>. Общая длина селевых русел — около 792,7 км<sup>2</sup>, среднее значение — 11,4 км. Средние уклоны селевых русел меняются от 24 до 862‰.

Наиболее поражена селями (937 км<sup>2</sup>) в Северной Осетии долина реки Ардон. Площадь селевых бассейнов меняется в интервале от 0,1 км<sup>2</sup> до 100 км<sup>2</sup>, поэтому средняя площадь равна 15,3 км<sup>2</sup>. Суммарная длина селевых русел — 389 км, средняя длина — 6,5 км. Средние уклоны селевых русел меняются от 45 до 681 ‰.

Ардон является левым притоком р. Терек и берет начало из ледников Большого Кавказа. Основным источником питания являются ледники, высокогорные снега и дожди. Свое название река получает после слияния рек Мамихдон, Нардон, АдайкомиЦмиакомдон [Виленкин, 1955; Герасимов, 1978].

Рельеф долины р. Ардон резко расчлененный, с относительными превышениями 800–1500 м и более. В пределах реки Ардон с юга на север прослеживаются 5 параллельных, субширотно ориентированных хребтов, разделенных узкими продольными долинами: Главный Водораздельный, Боковой, Скалистый, Пастбищный, Лесистый и Предгорный. Все хребты, кроме Водораздельного, прорезаны поперечными долинами Ардона и его притоками. В зонах прорыва хребтов притоки выработали узкие каньонообразные ущелья, а в межгорных понижениях сформировали обширные котловины, днища которых заполнены рыхлыми ледниково-речными отложениями. Селевые явления в долине р. Ардон развиты в промежутке от Главного Водораздельного хребта до Скалистого.

В относительно пониженном пространстве (Северная юрская внутригорная депрессия) между Скалистым и Боковым хребтами развиты легко разрушающиеся юрские осадочные отложения — глинистые сланцы, песчаники, алевролиты. В этой области распространены оползни, осыпи, моренные и речные отложения. В зоне развития сланцевых пород происходит энергичное развитие селевых процессов. Легко выветривающиеся глинистые сланцы дают массу мелкообломочного материала, участвующего в образовании селей. Быстрому разрушению сланцевых гор способствует слабое развитие почвенно-растительного покрова вследствие засушливости климата. Сухие жаркие периоды усиливают процессы физического выветривания и накопления на склонах мелкозернистого материала, который во время интенсивных дождей, легко размываясь, формирует селевые потоки. Меловые и юрские глинистые сланцы и



песчаники широко развиты в продольной впадине между Боковым и Главным Водораздельным хребтами (Южная внутригорная депрессия), где расположены долины рек Козыдон и Зедегондон (истоки р. Ардон). Здесь также имеют место селевые процессы, хотя и не столь интенсивные, но зато бурно проявляющиеся из-за резких перепадов высот и обилия твердых осадков [Агибалова, 1983; Бероев, 1984; Герасимов, 1978].

Селевые потоки, образующиеся в бассейнах рек Цейдон и Касайкомдон, имели объемы выносов более 500 тыс. м<sup>3</sup> [Кондратьева и др., 2015]. Здесь сели угрожают с.с. Верхний Цей, Згил, Бурон, ТрансКАМу, альплагерям, турбазам, запланированному горно-реакционному комплексу «Мамисон», а также автодорогам. В девяти селевых притоках Ардона были зафиксированы сели с объемами выносов более 100 тыс. м<sup>3</sup> [Кондратьева и др., 2015]. Сели угрожают с.с. Верхний Згид, Курайтта, Садон и автодорогам. В остальных селевых бассейнах селевые объемы твердой составляющей зафиксированы менее 100 тыс. м<sup>3</sup> [Кондратьева и др., 2015].

Площадь ледников, дающих начало притокам Ардона, составляет около 50 км<sup>2</sup>. Оледенение в бассейне Ардона наиболее развито на Тепли-Архонском и Уилпата-Адайхохском массивах Бокового и Главного хребтов, где расположено более 70 ледников. Наиболее значительные ледники – Цейский (9,7 км<sup>2</sup>), Сказский (2 км<sup>2</sup>), Зарамагский (3 км<sup>2</sup>), но большинство ледников здесь имеют площадь менее 1 км<sup>2</sup> [Агибалова, 1983; Развитие..., 2005; Тавасиев, 2013].

По генезису водной составляющей в бассейне Ардона преобладают дождевые сели – 94,6 % от всех зафиксированных селей, 5,4 % приходится на ледниковые и ледниково-дождевые [Кондратьева и др., 2015].

Река Фиагдон является наиболее крупным притоком р. Ардон, впадающим в неё за пределами гор, и образуется от слияния рек Бугультадон и Дзамарашдон. В истоках реки Дзамарашдон присутствуют шесть маленьких ледников. Долина реки в верхнем течении представляет собой трог, заполненный современными моренами. Долина Бугультадона – ярко выраженный трог с широким дном и почти отвесными бортами. Среди моренных холмов река проточила каньон глубиной до 20 м. В конце долины пойма упирается в два мощных селевых конуса выноса, сдавивших русло справа и слева. В верховьях реки присутствует ледник Колота, длиной свыше 2 км. В прошлом веке на этом леднике произошел крупный обвал и сейчас язык ледника покрыт моренным чехлом. Общая площадь оледенения долины р. Фиагдон – 14,2 км<sup>2</sup> [Разумов и др., 2001]. В высокогорье материалом для селей служат моренные (валуны, песок, глины) и склоновые отложения.

Основная площадь пораженности селями расположена в верховьях Фиагдона между Скалистым и Боковым хребтами и составляет около 290 км<sup>2</sup>. Средняя площадь селеносного бассейна равна 21 км<sup>2</sup>. Суммарная длина селевых русел – 96 км, среднее значение – 7 км. Средние уклоны селевых русел меняются от 24 до 555 ‰. В четырех притоках Фиагдона были зафиксированы селевые отложения более 100 тыс. м<sup>3</sup> [Кондратьева и др., 2015]. Преобладающую роль играют водокаменные сели, формирующиеся на высотах 2200-2300 м. По генезису водной составляющей преобладают дождевые сели. Но деградация оледенения сопровождается увеличением рыхлообломочного материала, и при высоких температурах могут активизироваться гляциальные сели. В зону селевых потоков попадают селения Гусыр, Тагардон, Верхний Фиагдон, автодорога.

Реки Гизельдон (правый приток Ардона) и ее правая составляющая Геналдон берут начало в области наиболее крупного центра оледенения Северной Осетии (площадь 33 км<sup>2</sup>) Казбекско - Джимарайского массива. Гизельдон образуется от слияния рек Стырдона и Мидаграбина. В истоках р. Мидаграбина находится ледник Мидаграбын площадью 9,8 км<sup>2</sup> [Котляков и др., 2015]. Отличительной чертой долины ледника является асимметричность – пологий правый борт и очень крутой левый, нависающий зачастую с висячими ледяными стенами высотой до 600 м, который и является потенциально опасным по возникновению ледово - каменных обвалов [Васьков, 2011]. Истоком реки Геналдон являются крупнейшие ледники Северной Осетии Майли (площадь 6,81 км<sup>2</sup>) и Колка (площадь 2,47 км<sup>2</sup>). Вообще в бассейне Геналдона



расположено 12 ледников [Котляков и др., 2015]. На пойме много валунов, которые выносятся сюда во время периодических катастрофических обвалов ледника Колка. В сентябре 2002 года произошел очередной обвал ледника, который засыпал Геналдонское ущелье. Огромные массы льда, воды и камней стремительно со скоростью до 200 км/ч пронеслись вниз по долине 17 км и образовали мощный завал. Дальше вниз по ущелью еще на 19 км пронесся разрушительный гляциальный селя. Одна из крупнейших в мире природных катастроф в верховьях р. Геналдон привлекла внимание ведущих ученых не только России, но и всего мира. Основная площадь поражённости селями расположена в верховьях р.р. Гизельдон и Геналдон и составляет около 216 км<sup>2</sup>. Средняя площадь селеносного бассейна равна 19,6 км<sup>2</sup>. Суммарная длина селевых русел - 76 км, среднее значение - 7,6 км. Средние уклоны селевых русел меняются от 95 до 350 ‰. Объемы твердой составляющей селей в долинах рек Гизельдон и Геналдон в основном от 10 тыс. до 100 тыс. м<sup>3</sup> и только в истоке реки Геналдон зафиксированы селевые объемы более 500 тыс. м<sup>3</sup> [Разумов и др., 2001].

Генезис водной составляющей селей в долинах р.р. Гизельдон и Геналдон в основном дождевой, но в истоках были зарегистрированы селепроявления ледникового генезиса [Васьков, 2011]. Сели угрожают селениям Камардон, Джимара, Тменикау, Саниба, Кани и автодороге.

Река Урух является левым притоком Терека, вытекает из-под ледников Главного Водораздельного и Суганского хребтов в Дигорском ущелье Северной Осетии. В высокогорной Дигории насчитывается более 60 ледников общей площадью около 90 км<sup>2</sup>. Крупнейшим центром оледенения в Дигории является Караугом-Саудорский горноледниковый узел, расположенный в ее центральной части в верховьях рек Караугомдон и Айгамугидон. На долю этого «узла» приходится свыше половины всей площади современного оледенения Дигории - 52,3 км<sup>2</sup> при общем количестве ледников - 32. Здесь, на пересечении Главного Водораздельного хребта с его северными отрогами, расположены наиболее крупные долинные ледники Дигории — Караугомский (площадь 26,6 км<sup>2</sup>), Сонгути (площадь 8,2 км<sup>2</sup>), Бартуи (длина 4,8 км) и Фастаг (длина 3,5 км). Многие ледники покрыты большим количеством обломочных пород и моренным материалом, которые служат источником формирования твердой составляющей селей [Котляков и др., 2015].

Селевая деятельность в долине реки Урух в основном развита между Главным водораздельным и Скалистым хребтами. Суммарная площадь поражённости селями составляет 543 км<sup>2</sup>, средняя - 18 км<sup>2</sup>. Суммарная длина селевых русел равна 157 км, средняя - 5,2 км. Средние уклоны селевых русел меняются от 28 до 862 ‰. В бассейне Уруха зарегистрированы три притока, где были зафиксированы селепроявления ледникового генетического типа с объемом твердых отложений более 500 тыс. м<sup>3</sup>. Но один из них (р. Билягидон - левый приток р. Урух) на сегодняшний день не имеет следов свежих селевых выносов, хотя в устье реки село Ахсау расположено на огромном селевом конусе выноса, что свидетельствует о возможности селепроявлений больших объемов [Обследовать..., 2001]. Сели в этих бассейнах угрожают с. Ахсау, с. Вакац, автодорогам. По пяти притокам зафиксированы сели объемом более 100 тыс. м<sup>3</sup> [Кондратьева и др., 2015], здесь селепроявления угрожают с. Дзинага, с. Ногкау, автодороге. Остальные притоки Уруха имели селевые объемы менее 100 тыс. м<sup>3</sup>, сели угрожают селам Камата, Моска, Одола, Стур-Дигора и автодорогам. По генезису водной составляющей в бассейне Уруха селепроявления делятся: дождевые сели - 96 ‰, ледниковые - 4 ‰.

Река Терек берет свое начало на склоне Главного Кавказского хребта в Трусовском ущелье из ледника горы Зилга-Хохна высоте 2713 м над уровнем моря. Протекает по территориям Грузии, Северной Осетии, Кабардино-Балкарии, Ставропольского края, Чечни и Дагестана.

Селевая деятельность в бассейне р. Терек в Северной Осетии - Алания развита между Боковым и Скалистым хребтами. На территории республики суммарная площадь поражённости селями составляет 84 км<sup>2</sup>, средняя 14 км<sup>2</sup>. Суммарная длина селевых русел около 34 км, средняя 5,6 км. Средние уклоны селевых русел меняются от 160 до 344 ‰.



Селевые объемы в бассейне р. Терек в районе РСО – Алания в основном менее 100 тыс. м<sup>3</sup>, кроме левого притока Терека р. Белая у с. Верхний Ларс, здесь зафиксированы сели объемом более 100 тыс. м<sup>3</sup>. Генезис водной составляющей селепроявлений - дождевой. По долине р. Терек проходит оживленная Транскавказская автомагистраль, которая очень часто подвергается воздействию селевых потоков, о чем сразу становится известно. Кроме того, здесь проложен Транскавказский газопровод, который в августе 1967 г. был разорван селом, прошедшим по левому притоку Терека р. Амали. 17 мая 2014 года в Дарьяльском ущелье на территории Грузии на участке соединения рек Терек и Амали-Девдорак имело место прохождение селя катастрофического масштаба. Объем сошедшей массы ориентировочно составляет 5 млн. кубических метров. В результате схода селя погиб один гражданин Украины и, как минимум, семь человек считаются пропавшими. Кроме того, был поврежден участок дороги, связывающей Грузию с Россией и газопровод Север-Юг, по которому российский газ поставляется в Армению ([http://www.ossetia.ru/news/accidents/mchs\\_voenno\\_gruzinskaya\\_doroga\\_budet\\_zakryta\\_esh\\_ch.html](http://www.ossetia.ru/news/accidents/mchs_voenno_gruzinskaya_doroga_budet_zakryta_esh_ch.html)).

Селевые явления в Северной Осетии достаточно хорошо изучены многими учеными страны. По территории республики проходит Транскавказская автомагистраль, которая является одним из наиболее сложных участков (в селевом и лавинном отношении).

На рисунке 1 представлена карта (М 1:100 000) селеопасности бассейнов Республики Северная Осетия - Алания с выделением генетического типа селей.

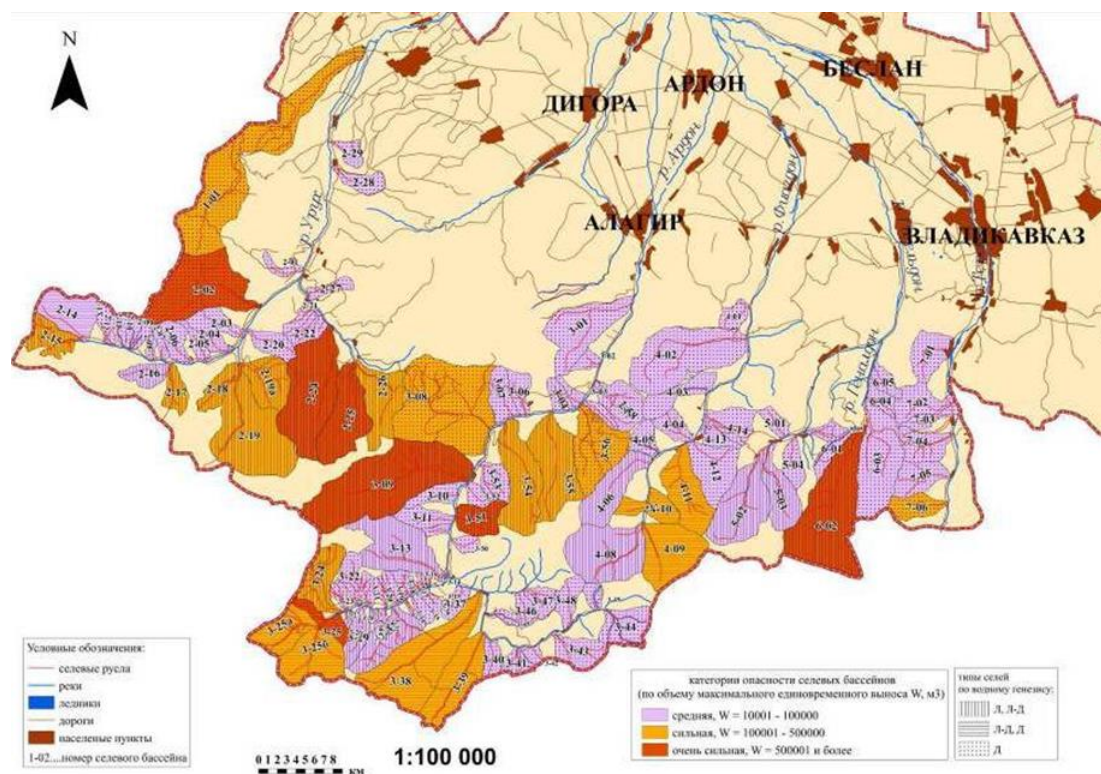


Рис. 1. Селеопасность бассейнов Республики Северная Осетия - Алания с выделением генетического типа селей.

### Список литературы

- Агибалова В.В. (1983). Сели в Северной Осетии. Орджоникидзе: Издательство Ир, 115 с.  
 Бероев Б.М. (1984). По Северной Осетии: 2-е изд., испр. и доп. Москва: Физкультура и спорт, 144 с.



- Васьков И.М. (2011). Ледово-каменные обвалы и их прогнозирование. Опыт Геналдонской катастрофы, Центральный Кавказ. LAP LAMBERT Academic Publishing. Саабрюкен, 233 с.
- Виленкин В.Л. (1955). Паводки и сели в Северной Осетии. Изв. Северо-Осетинского НИИ, XVII: 321-325.
- Герасимов В.А. (1974). О селях на северном склоне Центрального и Восточного Кавказа. Труды Высокотроного гефизического института, 27: 63.
- Герасимов В.А. (1978). Селеопасные долины Северной Осетии. // Труды Высокотроного гефизического института, 40: 46.
- Герасимов В.А. (1985). Селеопасные территории Северного Кавказа. // Труды Высокотроного гефизического института, 57: 39.
- Заалишвили В.Б., Мельков Д.А., Кануков А.С., Габараев А.Ф., Шепелев В.Д., Морозов Ф.С. (2016). Мониторинг опасных природно-техногенных процессов на территории РСО-А. Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа, 309.
- Запороженко Э.В., Каменев Н.С., Никулин А.С. (2014). Локальные особенности условий селеформирования в долинах Кавказского хребта на примере р. Баддон (РСО-Алания). Сборник трудов Северо-Кавказского института по проектированию водохозяйственного и мелиоративного строительства, 20: 135.
- Кондратьева Н.В., Аджиев А.Х., Беккиев М.Ю., Гяургиева М.М., Перов В.Ф., Разумов В.В., Сейнова И.Б., Хучунаева Л.В. (2015). Кадастр селевой опасности юга европейской части России. Москва – Нальчик, Феория - Печатный двор, 148 с.
- Котляков В.М. (2015). Снег и лед на Земле. Электронный атлас. Под общей ред. В.М. Котлякова. Москва, Институт географии Российской академии наук.
- Обследовать селевые очаги и определить факторы формирования и развития селей для разработки метода их прогнозирования в бассейнах рек Баксан и Терек (2001). Отчет о НИР. Нальчик, фонды ФГБУ «ВГИ», 204 с.
- Панов В.Д., Хворостов В.В. (1987). К вопросу о селевой опасности в Цейском ущелье. Гляциология Северного Кавказа, 2: 39.
- Развитие технологий мониторинга, экосистемное моделирование и прогнозирование при изучении природных ресурсов в условиях аридного климата по теме: Исследование режима стока талой воды с ледников Центрального Кавказа (2005). Отчет о НИР. Нальчик, фонды ФГБУ «ВГИ», 144 с.
- Разумов В.В., Стрешнева Н.П., Перекрест В.В. (2001). Кадастр лавинно-селевой опасности Северного Кавказа. Под ред. М.Ч. Залиханова. Санкт-Петербург, Гидрометеоздат, 112 с.
- Тавасиев Р.А. (2013). Ледники, каменные глетчеры и озера комплекса «Мамисон». Вестник Владикавказского научного центра. 13(3): 33.



## Сели 4 сентября 2017 г. в бассейнах рек Кузьминка и Матросская, остров Парамушир, Курилы

Т.А. Котенко, Л.В. Котенко

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, Россия, sias2011@rambler.ru*

Целью работы является изучение формирования и схода селевых потоков 4 сентября 2017 г. по руслам рек Матросская и Кузьминка (о. Парамушир, Курильские острова). Авторы провели маршрутное обследование селевых потоков, фотосъемку, аэрофотосъемку, также были проанализированы спутниковые снимки и метеоданные (интенсивность и количество осадков). Установлено, что сошедшие сели относятся к несвязным потокам эрозионного типа зарождения ливневой генерации. Селеформирующая сумма осадков на высоте метеостанции (24 м) составила 100 мм. Селевые очаги располагались в диапазоне абсолютных высот 190-240 (р. Матросская) и 226-266 м (р. Кузьминка). Определены основные морфометрические характеристики сошедших селевых потоков: длина водокаменных селей составила 1.5-1.8 км, скорость потоков 5-8 м/с, максимальный уровень 3.5-4 м, расход селей 800-1300 м<sup>3</sup>/с, объем твердой составляющей 106-123 тыс. м<sup>3</sup>. Получено подтверждение реальности достижения селевыми потоками территории г. Северо-Курильск и разрушительного воздействия селей на его инфраструктуру. Даны рекомендации по организации селезащитных мероприятий.

*дождевой селя, каньон, селевые отложения, паводок, водокаменный поток, селевая гряда*

## The 4 September 2017 mudflows in river basins Kuz'minka and Matrosskaya, Paramushir Island, the Kuril Islands

T.A. Kotenko, L.V. Kotenko

*Institute of Volcanology and Seismology, Far East Branch Russian Academy of Sciences, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia, sias2011@rambler.ru*

This paperwork's aim is to study the formation and descent of the mudflows descended down the river beds of the Matrosskaya and the Kuz'minka of Paramushir Island, the Kuril Islands, on 4 September 2017. The authors conducted a route survey of mudflows, photography, aerial photography, the authors also analyzed the satellite images and the weather data (intensity and amount of the precipitation). It was established that the mudflows belonged to the unrelated flows of erosion generated by storm waters. The precipitation amount that originated the mudflow was recorded as 100 mm at 24 m altitude of the weather station. The mudflow original sites were located within the altitudes of 190-240 m (the Matrosskaya River) and 226-266 m (the Kuz'minka River). The main morphometric characteristics of the descended mudflows are defined: the length of the water-rock-flows (1.5-1.8 km), the velocity of debris flows (5-8 m/s), the maximum level of (3.5-4 m), the volume of debris flows in unit time (800-1300 m<sup>3</sup>/s), the volume of the solid component (106-123 thousand m<sup>3</sup>). The events of September 4, 2017 are proof of the reality of achieving a mudslide within the town of Severo-Kurilsk and the devastating impact of the floods on its infrastructure. The article provides recommendations for the location of antimud slide protection structures.

*Key words: rain mudflow, canyon, mudflow deposits, high water, water-rock-flow, mudflow levee*

## Введение

Целью работы является изучение формирования и схода селевых потоков с определением основных морфометрических характеристик, необходимых в дальнейшем для проектирования селезащитных сооружений для снижения угрозы негативного воздействия на хозяйственные объекты и инфраструктуру г. Северо-Курильск, а также обеспечения безопасности жизни населения. Район исследования – бассейны рек Кузьминка и Матросская, расположенные на восточных склонах хребта Вернадского о. Парамушир (рис. 1).

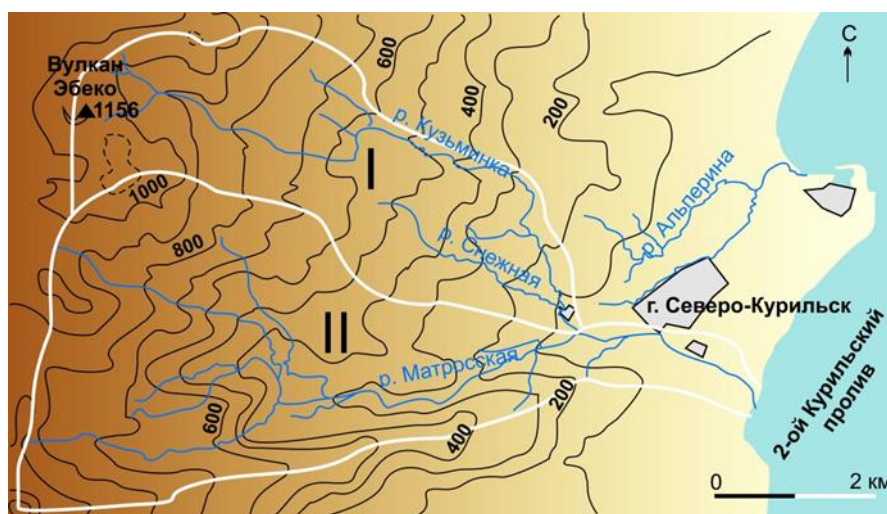


Рис. 1. Схема района и бассейнов рек: I – р. Кузьминка, II – р. Матросская

В исследуемом районе существуют все условия для высокой вероятности формирования селевых потоков разного генезиса: дождевых, гляциальных, вулканогенных, эрозионно-сдвиговых [Атлас..., 2009; Мальнева и др., 2014; Мелекесцев и др., 1993; Рыбальченко, 2012]. Селеформирующими факторами являются: геологическое строение, морфология русел, гидрологический режим, метеорологические условия данной территории, близость действующего вулкана Эбеко, сейсмоактивность региона. Твердую составляющую селей способны обеспечивать разрушающиеся эрозионными склоновыми процессами андезитовые и андезибазальтовые вулканогенные образования, а также породы, подвергшиеся глубокой гидротермальной переработке [Атлас..., 2009 Мелекесцев и др., 1993; Рыбальченко, 2012].

4 сентября 2017 г. по руслам рек Кузьминка и Матросская синхронно сошли водокаменные сели, нанешие урон инфраструктуре г. Северо-Курильск. По полевым наблюдениям на пролювиальном конусе выноса в районе слияния рек установлено, что селевые потоки подобного масштаба не наблюдались на данной территории с 30-х годов прошлого века: данные получены по геоботаническим признакам проявления селевых процессов (возраст древесной растительности на конусе выноса) и тефрохронологическим колонкам (наличие маркирующих пеплов). Авторы приводят результаты геоморфологических, гидрологических и метеорологических исследований по изучению характеристик и условий возникновения селевых потоков 4 сентября 2017 г.

В работе были использованы следующие материалы:



- результаты маршрутного обследования бассейнов рек, выполненного 5.09-15.09.2017 г.;
- аэрофотосъемка, выполненная с помощью квадрокоптера 5.09.2017 г. (автор съемки Кундиус А.В.);
- фото- и видеосъемка авторов и очевидцев события;
- космические снимки со спутника WorldView-2 за 06.09.2017 г. с разрешением 0.46 м, (интернет-ресурс: <http://catalog.sovzond.ru>);
- данные об интенсивности и сумме осадков автоматического метеорологического комплекса аэрологической станции «Северо-Курильск».

### Метеорологические условия, вызвавшие возникновение селевых потоков

Причиной образования селей стали очень сильные осадки, принесенные тайфуном «Санву». К 16 час 4 сентября сумма осадков уже была около 100 мм, после чего вновь начался ливень с максимальной интенсивностью до 7.2 мм/10мин, что стало спусковым механизмом для зарождения селей (рис. 2, 3).

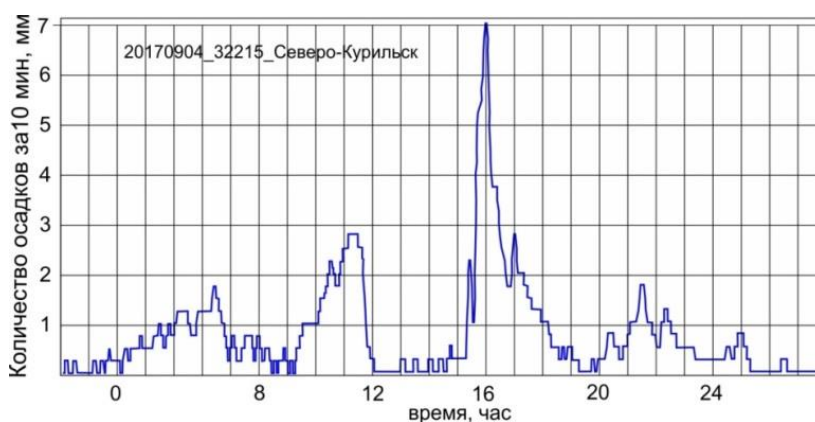


Рис. 2. Интенсивность осадков в мм/10 мин 4.09.2017 г. по данным аэрологической станции «Северо-Курильск».

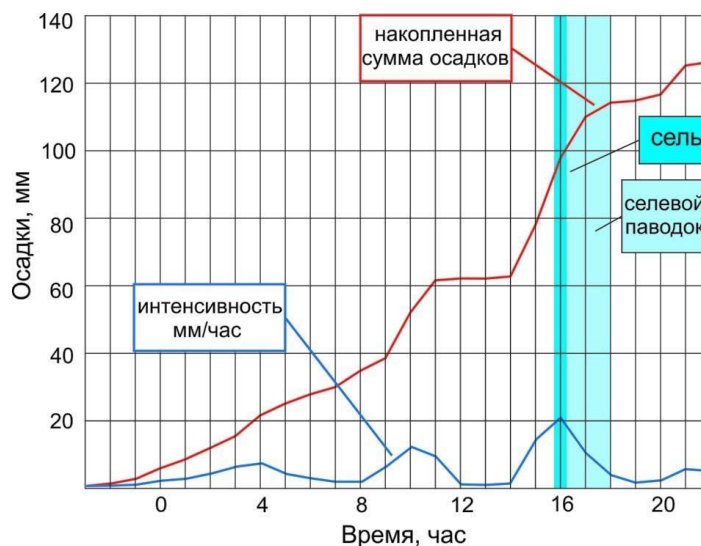


Рис. 3. Накопление сумм осадков за дождь 4 сентября.

Поэтапное развитие процесса (время сахалинское UTC+11 час):

1 этап – до 8 час утра 4 сентября уже выпало 31.2 мм осадков.

2 этап – с 5:40 до 10 час интенсивность осадков уменьшилась до слабой (0.8 мм/10 мин и менее).



3 этап – с 10 до 11:40 вновь сильный ливень с максимальной интенсивностью 2.8 мм/10 мин. Накопленная сумма осадков составила уже 60.5 мм. Наблюдался первый паводок.

4 этап – прекращение ливня, слабый дождь.

5 этап – в 14:30 вновь пошел дождь с нарастающей интенсивностью, около 16 час дождевой паводок трансформировался в синхронные селевые потоки на двух реках. От высшей высотной отметки селевого очага на р. Кузьминка сель достиг первого объекта (электростанция) за ~4 мин и еще через 2-3 мин - городской черты. Максимальная интенсивность осадков в этот период составила 7.2 мм/10 мин. Сильный дождь продолжался до 18 час, за это время выпало еще 46 мм осадков. Как только интенсивность выпадения осадков уменьшилась, вода стала спадать.

6 этап – после 18 час шел слабый дождь. Полностью осадки прекратились в 3 час утра 5 сентября.

В сумме за сутки 4 сентября выпало 130.1 мм осадков. Таким образом, в этот день сложились благоприятные условия для формирования дождевых селей:

- значительные осадки предшествующего периода переувлажнили грунты, вода перестала отбираться на инфильтрацию, резко возрос поверхностный сток;

- интенсивность ливня на 5 этапе (10.5-21.25 мм/час) оказалась катастрофической, к 16 час накопленная сумма осадков составляла около 100 мм.

#### Характеристика селевых потоков 4 сентября 2017 г.

Селевые потоки 4 сентября 2017 г. согласно классификации селей [Перов, 2012] относятся к водокаменным (наносоводным) эрозийного типа зарождения ливневой генерации.

Бассейн р. Кузьминка. В строении селевого потока отчетливо выделены следующие элементы: очаг, зона транзита с промежуточной областью аккумуляции, зона аккумуляции, а также площадь, подвергшаяся воздействию селевого паводка (рис. 4).

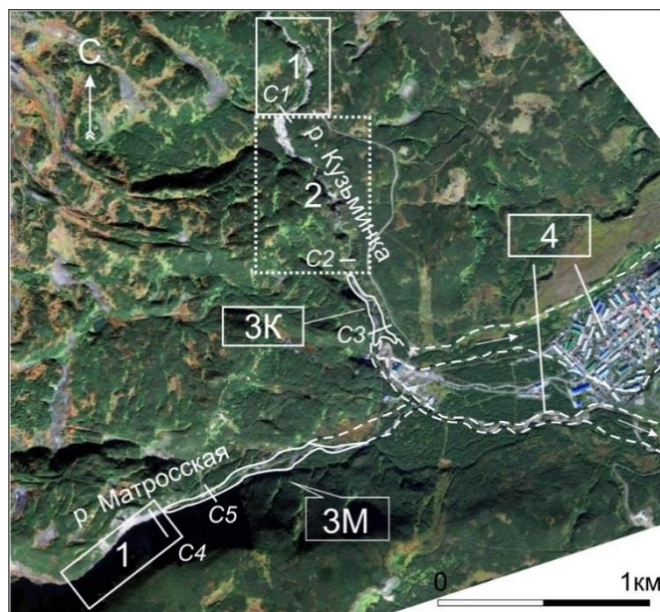


Рис. 4. Строение селевых потоков: 1 – селевые очаги, 2 – зона частичной аккумуляции (верхний участок) и транзита на р. Кузьминка, 3К – зона аккумуляции на р. Кузьминка, 3М – зона транзита и аккумуляции в русле р. Матросская, 4 – верхняя часть зоны воздействия селевого паводка. С1-С5 – расчетные створы для Табл. 2.

Селевой очаг в русле р. Кузьминка сформировался в каньоне на высоте 266 м н.у.м., выше которой следов направленного размыва донных отложений и разрушений склонов нет. Вход водного потока в узкий каньон шириной от 3 м и высотой

вертикальных стенок 12 м, сложенных отполированными лавами андезитов (рис. 5а), привел к резкому увеличению скорости и динамического напора. Начался срыв естественной отмостки русла до коренных пород с увеличением насыщенности водного потока наносами. В потоке перемещались валуны размером до 2 м в поперечнике.



Рис. 5. Каньон на отметке 264 м (а); б - отложения селевых лент на высотной отметке 260 м. Фото Т.А. Котенко.

Средний уклон русла в селевом очаге составляет 0.076. Длина селевого очага равна 520 м. Селевой каньон U-образной формы хорошо отшлифован почти по всей длине. После схода селя на дне каньона на прямолинейных участках наблюдались россыпи галечно-валунного материала поверх коренных пород или песчаные отложения мощностью до 0.03 м. Отложения мощностью до 2 м и протяженностью до 6 м валунно-галечного и песчаного материала были сосредоточены в резких изгибах русла. На стенках каньона были установлены сортированные отложения двух селевых волн в виде лент (рис. 5б). На высоте 230 м на выходе из каньона (ширина 8.7 м) высота селя, установленная по селевым меткам, составила 2.9 м. Скорость потока, рассчитанная для этого участка по формуле В.В. Голубцова и размеру перемещенных валунов [Руководство..., 1990], составила соответственно 5.9 и 5.7 м/с.

На выходе из первого каньона (высота 226-200 м) произошла частичная аккумуляция в виде селевых гряд высотой до 4 м. На этом участке был полностью срезан выступающий участок левого борта и подмыт правый, увеличившие твердую составляющую селя (рис. 6).

Затем селя вошел во второй каньон, скорость его за счет сужения русла возросла до 8-9 м/с, после чего произошло падение с 17-ти метрового водопадного уступа. На этом участке происходила дальнейшая эрозия днища и нижних частей склонов. На высоте 130 м селевой поток вышел в расширяющуюся долину, где с падением скорости началась аккумуляция наполнителя (преимущественно крупно-валунного) в виде селевых гряд высотой до 5 м (рис. 7).

Не дойдя 180 м до дизельной электростанции, поток разделился на рукава (рис. 8): одна часть прорвалась по старому паводковому руслу под склоном сопки, вторая пошла по основному руслу р. Кузьминка, выйдя из берегов ниже противоселевой направляющей стенки. Селевой поток выбил и опрокинул в русло бетонные опоры моста к гидроэлектростанции, в результате чего мост обрушился.



Рис. 6. Срезанный участок левого борта, выступавший в долину на расстояние 12 м. Фото Л.В. Котенко.



Рис. 7. Аккумуляция отложений в виде селевой гряды и оголенный эродированный склон напротив. Фото Т.А. Котенко.



Рис. 8. Разделение селевого потока на рукава выше электростанции (сплошная линия). Пунктиром показано направление движение селевого паводка. Фото А.В. Кундиуса.



В нижней части зоны аккумуляции сформировались отложения селевых масс в виде лент аккумуляции вдоль русла, характерных для наносоводных селей. Отложения состоят преимущественно из средних (0.1- 0.5 м) и крупных (0.5-2 м) валунов (рис. 9). Мелкая фракция представлена галькой, гравием, средне-зернистыми песками, глинами, пеплами.

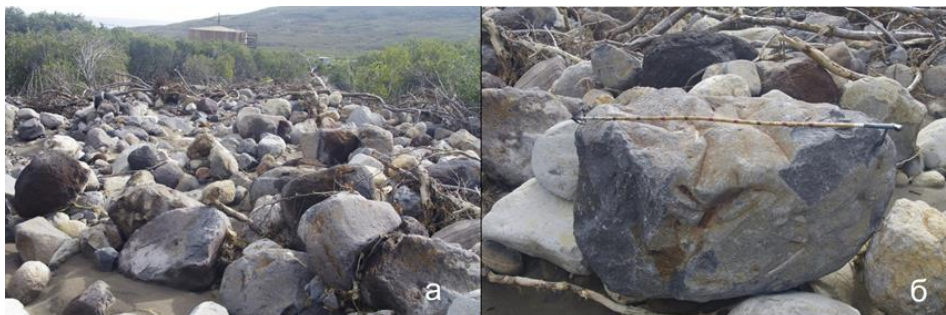


Рис. 9. Поверхность селевого потока на высоте 80 м (а) и один из крупных обломков размером 1.3 м в поперечнике (б). Фото Т.А. Котенко.

Часть крупноглыбового материала еще транспортировалась селевым паводком. Последнюю одиночную селевую гряду длиной 50 м, состоящую из этой фракции, отделяет от городских построек расстояние 150 м.

От высоты 80 м, на которой остановился селевой фронт (рис. 8), вниз пошел селевой паводок, который содержал значительную долю влекаемого материала: твердых песчано-алеврито-глинистых наносов, небольшое количество галечного материала и мелких валунов (до 0.3 м). Происходило неравномерное отложение супесчаного и глинистого материала мощностью от 5 мм до 0.8 м. Площадь, охваченная грязевым потоком, составила 1.4 км<sup>2</sup>. Жилые строения разрушены не были, но были затоплены и замты наносами квартиры первых этажей, подъезды, подвалы. На территории города мощность паводка была не более 1.5 м: были повреждены и снесены сараи, гаражи, припаркованные у домов машины, образовались промоины, размты участки дорог с грунтовым покрытием. Глинистыми наносами покрылась значительная часть территории города.

Бассейн р. Матросская. Селевой очаг в русле реки Матросская возник в интервале высот 190-240 м и морфологически представляет собой ущелье длиной 420 м (ширина по днущу 9-12 м) со стенками высотой до 120 м (левый борт) и до 350 м (правый борт) и крутизной склонов 40-60° (рис. 10).



Рис. 10. Селевой очаг в русле р. Матросская: размывы левого борта. Фото Т.А. Котенко

Верхняя часть склонов сложена четвертичными лавовыми потоками, лежащими на пачках неогеновых отложений, основную массу которых представляют сцементированные туфы и туфолавы. Краевые части лавовых потоков имеют характерную структуру в виде столбчатой отдельности. Повышенная трещиноватость краевых частей способствует их разрушению и обвалам в русло, поставляя потенциальный селевой материал. Осмотр селевого очага показал значительную эрозию склонов (сплывы и оползни) и обвалы в русло на протяжении всего участка.

После выхода из ущелья на участок расширяющегося русла (абсолютная высота 190 м) началась неравномерная аккумуляция вдоль потока, в том числе в пруду-накопителе бетонной плотины, который полностью завален крупноглыбовым материалом (рис. 11, 12а,б). Максимальный размер обломков достигает 2 м в поперечнике. Зона транзита неотделима от зоны аккумуляции. На этом участке произошла перестройка речной сети – основное русло сместилось к левому борту и врезалось в русло другого водотока (ручей Белый), разрушив мост через р. Белый (рис. 12в,г).



Рис. 11. Плотина, заваленная глыбами до 2 м в поперечнике. Фото Т.А. Котенко.

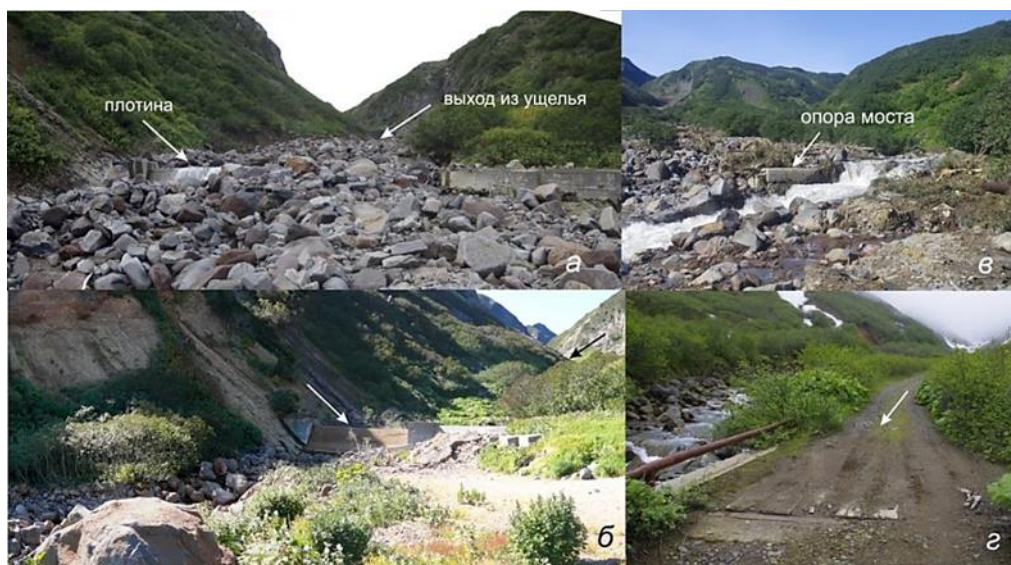


Рис. 12. Верхняя часть зоны аккумуляции: после схода селея (а) и до схода (б); высота 104 м: в – опора разрушенного моста; г – мост до схода селея и старое русло р. Матросская. Стрелки указывают общие точки на местности. Фото Л.В. Котенко.

Ниже плотины в движение вовлекались пролювиально-аллювиальные отложения, травянистая растительность и ольховый стланник, которые росли в долине, формируя бугристо-грядовый с навалами выкорчеванного кустарника микрорельеф.

Ниже высотной отметки 100 м началось движение селевого паводка. Сначала движение потока контролировалось руслом. На высоте 19 м произошел прорыв потока из русла, выход его на территорию, занятую несколькими муниципальными предприятиями, разрушение части построек и размыв грунтовой дороги на глубину до 1.5 м (рис. 13).



Рис. 13. Река Матросская: уровень селя (а, б); в – фронт селевой волны; г – размыв дороги на глубину 1.5 м. (Фото Л.В. Котенко, Л.Е. Примак).

Полученные динамические и морфометрические характеристики селей приведены в Табл. 1 и 2.

Таблица 1. Морфометрические характеристики селевых потоков 4.09.2017 г.

селевой бассейн	длина очага, м	высота очага н.у.м., м	длина волокаменного селя, м	длина вместе с грязевым шлейфом, м	селевые отложения в зоне аккумуляции, тыс.м <sup>3</sup>	Макс. толщина отложений, м	Площадь зоны аккумуляции, км <sup>2</sup>	селевые отложения в зоне паводка тыс.м <sup>3</sup>	суммарный объем твердой составляющей селя в тыс.м <sup>3</sup>
река Кузьминка	520	266	1800	5200	63	5	0.02	43	106
река Матросская	240	240	1500	4200	110	4	0.06	13	123

### Заключение

Современные селевые процессы на Курильских островах не изучены. Впервые получены параметры реальных селевых потоков, сошедших 4 сентября 2017 г. по руслам рек Матросская и Кузьминка. Установлено, что по типу данные сели относятся к несвязным потокам эрозионного типа зарождения. Селевой процесс был генерирован сильными осадками с высокой интенсивностью при прохождении тайфуна «Санву». Селеформирующая сумма осадков на высоте метеостанции (24 м) составила около 100 мм. Селевые очаги располагались в диапазоне абсолютных высот 190-240 (р. Матросская) и 226-266 м (р. Кузьминка).



Таблица 2. Динамические характеристика селевых потоков 4.09.2017 г. Расчетные створы показаны на рис. 4

селевой очаг	№ створа	макс. глубина потока, м	скорость по В.В.Голубову, м/с	скорость по диаметру селевых глыб, м/с	уклон, ‰	площадь створа, м <sup>2</sup>	макс. расход селевого потока по Голубову, м <sup>3</sup> /с	макс. расход селевого потока по размеру обломков, м <sup>3</sup> /с	макс. удельный расход селевого потока на 1 м ширины потока, м <sup>3</sup> /с
река Кузьминка	C1	2.9	5.9	5.7	77	25	150	143	17.2
	C2	3.5	7.3	6.3	124	42	307	266	25.6
	C3	3	6.2	5.7	83	132	812	747	18.5
река Матросская	C4	2	5.1	4.6	140	36	185	164	10.3
	C5	4	8.1	5.7	130	160	1300	905	32.2

В зоне разрушительного воздействия селевых потоков оказались участки ниже высотной отметки 190 м для долины р. Матросская и ниже высотной отметки 130 м для долины р. Кузьминка. На р. Матросская пострадали следующие объекты: плотина, подъездные дороги, мосты, муниципальные предприятия вблизи русла, расположенные ниже высотной отметки 19 м. Разрушительное действие селевого паводка в русле р. Кузьминка распространилось на территорию электростанции (здания, топливные баки); гидроэлектростанцию (водовод, здание, мост) и всю территорию г. Северо-Курильск.

Поэтому для защиты от селевых потоков с целью предотвращения событий, подобных событиям 4 сентября 2017 г., необходимо возведение инженерных мер защиты объектов, расположенных в зоне селевой опасности. На р. Кузьминка может быть рекомендовано строительство селеулавливающей дамбы на высотной отметке 100 м и двух направляющих противоселевых стенок: по левому берегу р. Кузьминка (с перекрытием старого селевого русла, являющегося путем прорыва селя в сторону города) и по правому берегу с перекрытием выхода на гидроэлектростанцию (рис.14а).

Аналогичное сооружение может защитить от выхода селя из русла р. Матросская ниже отметки 19 м (рис. 14б). На р. Матросская выше бетонной плотины необходимо строительство селепропускных или селенаправляющих сооружений инженерной противоселевой защиты.

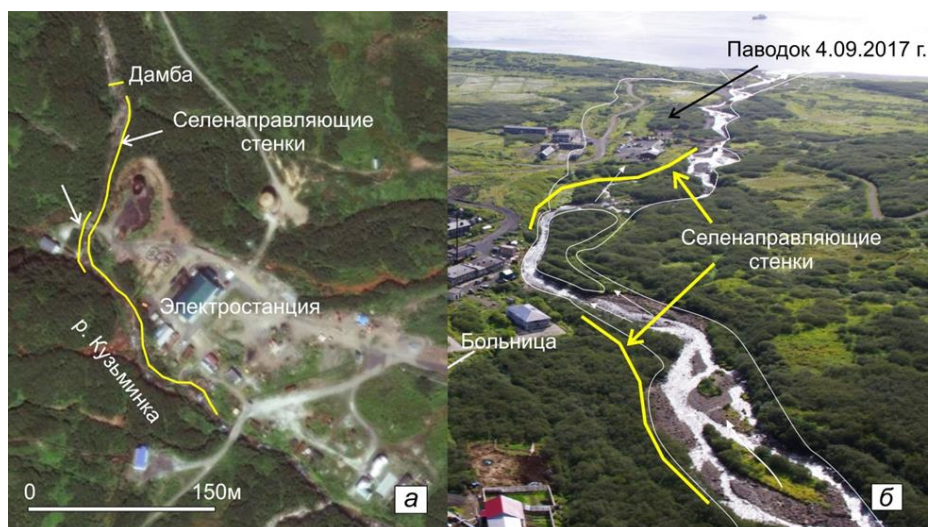


Рис. 14. Рекомендуемое расположение селезащитных сооружений на реках Кузьминка (а) и Матросская (б).



### Список литературы

- Атлас Курильских островов (2009). М., Владивосток, ИПЦ «ДИК», 516 с.
- Мальнева И.В., Кононова Н.К., Крестин Б.М. (2014). Активность селей на Курильских островах в период современных изменений климата. Геориск, 3: 1-10.
- Мелекесцев И.В., Двигало В.Н., Кирьянов В.Ю. и др. (1993). Вулкан Эбеко (Курильские о-ва): история эруптивной активности и будущая вулканическая опасность. Ч. 1. Вулканология и сейсмология, 3: 69-81.
- Перов В.Ф. (2012). Селеведение. М., Географический факультет МГУ, 274 с.
- Руководство селестокковым станциям и гидрографическим партиям (1990). Вып. 1. Организация и проведение работ по изучению селей. М., Гидрометеиздат, Госкомгидромет СССР, 197 с.
- Рыбальченко С.В. (2012). Селевая опасность населенных пунктов Сахалинской области. Современная геодинамика Центральной Азии и опасные природные процессы: результаты исследований на количественной основе. Материалы Всероссийского совещания по современной геодинамике. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2: 118-120.





## Реки вулканических территорий Камчатки и их лахароопасность

Л.В. Куксина<sup>1</sup>, Я.Д. Муравьев<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия, ludmilakuksina@gmail.com

<sup>2</sup>Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия, murjd@kscnet.ru

Рассмотрены особенности гидрологического режима рек районов активного вулканизма Камчатки. Выявлены характерные черты внутрисуточного, сезонного и многолетнего режима рек, дренирующих склоны вулканов Авачинской и Ключевской вулканических групп, обусловленные, прежде всего, таянием ледников и снежников на склонах действующих вулканов и крайне высокой фильтрационной способностью рыхлых вулканогенных грунтов, слагающих их русла. На основе данных о снегозапасах произведены оценки потенциального объема выноса твердого материала вулканогенными селями со склонов Корякского и Ключевского вулканов.

*река на склоне вулкана, лахар, инфильтрация, подрусловой поток, ледник, снегозапас, гидрограф, субаэральная дельта*

## Rivers of Kamchatka volcanic territories and their lahar danger

L.V. Kuksina<sup>1</sup>, Ya.D. Muravyev<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia, ludmilakuksina@gmail.com

<sup>2</sup>Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia, murjd@kscnet.ru

The peculiarities of active volcanic areas hydrography are observed. The specific features of daily, seasonal and long-term “dry” rivers flow fluctuations of Avachinsky and Kliuchevskoy volcano groups are described. They mostly depend on ice and snow melting on slopes and flanks of active volcanoes and also high filtration rates of volcanic rocks in their valleys. On the basis of data on snow supplies the potential volumes of lahars are estimated from Koryaksky and Kliuchevskoy volcanoes.

*river draining volcanic flank, lahar, infiltration, underflow, glacier, snow-supply, hydrograph, subaerial delta*

### Введение

Характерным явлением гидрографии районов современного вулканизма Камчатки является наличие водотоков, характеризующихся рядом специфических черт гидрологического режима (так называемых «сухих» рек (рис. 1), впервые в отечественной литературе обозначенных таким термином геологом М.Ф. Двали [Двали, 1936].



Основной особенностью стока этих рек является его эпизодичность, обусловленная очень высокой водопроницаемостью рыхлых вулканогенных пород, слагающих их долины. По этой причине уровень грунтовых вод в пределах таких вулканических сооружений лежит очень глубоко (глубина залегания зеркала грунтовых вод достигает 20-46 м [Ресурсы..., 1973]). Водоток в русле является как бы подвешенным по отношению к данному уровню и в силу этого чрезвычайно быстро инфильтруется в рыхлые толщи вулканогенных отложений [Краевая, 1964].

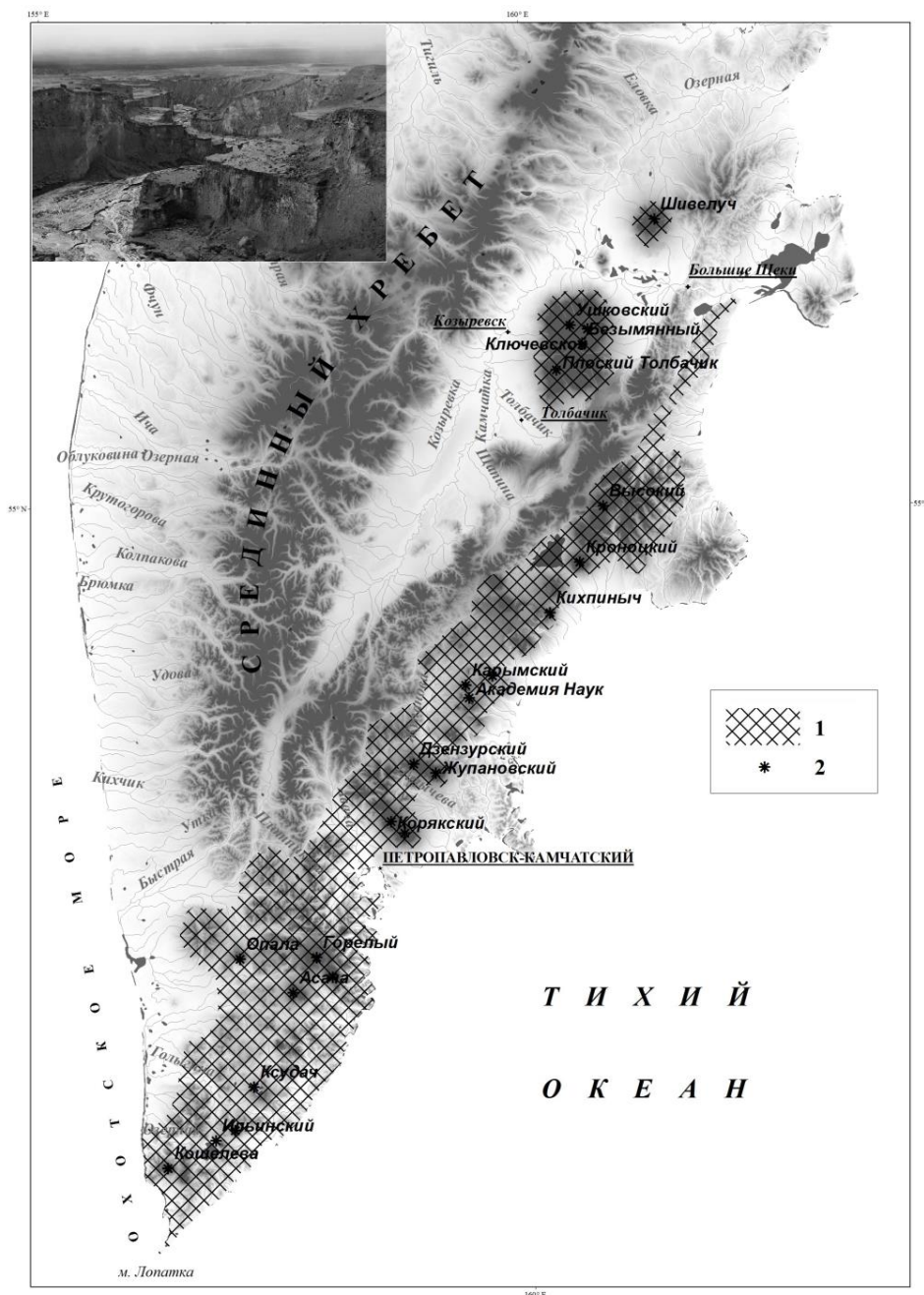


Рис. 1. Восточный вулканический район Камчатки (на фото (автор Ю.В. Демянчук) русло р. Байдарной дренирующей отложения пирокластического потока вулкана Шивелуч, август 2009 г.). 1 – территория Восточного вулканического района, 2 – действующие вулканы Камчатки.

Особенности стока рек вулканических районов можно разделить на зональные и аazonальные. К зональным относятся весенне-летнее таяние ледников и снежников и выпадение жидких атмосферных осадков в теплое время года. Азональной



специфической чертой гидрологии рек территорий активного вулканизма служит таяние льда и снега во время извержений вулканов, приводящее к многократному увеличению жидкого и твердого стока по сравнению с их величиной в период спокойствия вулканов. Характерные особенности гидрологического режима рек на склонах вулканов проявляются в суточном, сезонном и многолетнем масштабе колебаний.

Поскольку основным источником питания рек, дренирующих склоны и подножия действующих вулканов, служит таяние сезонного снежного покрова и ледников, регулярный сток в них наблюдается в первой половине лета и имеет ярко выраженный внутрисуточный ход. Воды отличаются повышенной мутностью, что связано с постоянной аккумуляцией на склонах вулканов большого количества рыхлого вулканогенного материала. В начале лета, в период интенсивного снеготаяния, реки вулканических районов являются наиболее полноводными и совершают активную эрозионно-аккумулятивную деятельность. Но многократное возрастание интенсивности переноса материала происходит во время извержений вулканов [Lipman, Mullineaux, 1981].

Основной целью данной работы является изучение основных особенностей формирования стока рек районов активного вулканизма и анализ его изменения в различных масштабах времени (суточном, внутригодовом, многолетнем), а также оценка потенциальной опасности возникновения вулканогенных селей (лахаров) на их склонах.

### Регион исследований

В работе рассматриваются реки Камчатки, испытывающие воздействие извержений крупнейших и наиболее активных на территории вулканов Северной (Ключевская группа вулканов и вулкан Шивелуч) и Авачинской вулканических групп, положение которых приурочено к Восточному вулканическому району (см. рис. 1), характеризующемуся максимальными для региона средними высотами (1600–1800 м) и уклонами (50%), хорошо развитой речной сетью (1.0 км/км<sup>2</sup>), где сосредоточены практически все действующие вулканы Камчатки (за исключением единственного действующего вулкана в Срединном хребте – Ичинского), наиболее активными из которых являются Шивелуч, Ключевской, Безымянный, Плоский Толбачик, Карымский, Авачинский, Корякский, Горелый, Мутновский. На вершинах и склонах вулканов расположены обширные области современного оледенения, крупнейшие из которых приурочены к Ключевской группе вулканов [Виноградов, 1975].

Наибольшую площадь распространения на территории района имеют четвертичные рыхлые отложения, четвертичные вулканические образования, неогеновые осадочные и вулканогенные отложения, имеющие малые значениями неразмывающихся скоростей (0.3 – 2.0 м/с) и слабую устойчивость к размыву.

Район характеризуется максимальным количеством среднегодовых осадков на территории Камчатского края (до 1800 мм), запасами воды в снежном покрове (в мм водного эквивалента), достигающими значений в 3000 мм [Муравьев, 1985]; снежный покров залегают на территории в среднем 175 – 300 дней.

Обширные площади в районе вулканических построек заняты свежими вулканическими отложениями – пеплами, шлаками, лавами – и почти лишены растительного покрова.

Главная особенность почвенного покрова на территории Восточного вулканического района – его генетическая зависимость от современной вулканической деятельности. Район располагается в зоне интенсивных и умеренных пеплопадов [Соколов, 1973], где выпадение пирокластического материала случается не реже одного раза в 10–20 лет. Количество материала, поступающего на поверхность в результате одного извержения, может достигать нескольких тысяч тонн на 1 км<sup>2</sup>, а мощность накопления пепла – десятков сантиметров [Пуйн, 1953]. В результате, самым распространенным типом почв являются вулканические, характеризующиеся наименьшей устойчивостью к размыву [Куксина, Алексеевский, 2016].



Совокупность орографических, климатических и литологических условий на территории района создает особые условия формирования и изменения стока в многолетнем, сезонном и суточном масштабах времени, а также предпосылки для развития различных гравитационных процессов, в том числе, вулканогенных селей (лахаров). Наиболее ярко этот процесс выражен на высотах от 1000 м, что связано с наличием здесь многолетних снежников и ледников, покрытых чехлом из пирокластического материала. При насыщении водой он становится текучим, что обеспечивает возможность его сползания по гладкой снежно-ледовой поверхности [Виноградов, 1975].

### Суточные изменения стока

Суточные колебания характеристик стока определяются погодными условиями (температурой воздуха, влияющей на интенсивность снеготаяния, количества и интенсивности выпадающих осадков), а также гидравлическими условиями взаимодействия потока и русла. Материалы, послужившие основой для изучения колебаний характеристик стока в данном масштабе времени, были собраны в период проведения экспедиционных работ на реках Камчатки в 2008–2017 гг.

Исследование роли снеготаяния и выпадения жидких осадков выполнялось в речных бассейнах разной площади в районах Авачинской и Ключевской групп вулканов. Наблюдения, выполненные в створах на небольших водотоках (рр. Сухая Елизовская, Сухая Халактырская, руч. Лавовый), расположенных на удалении от источника питания (ледника или снежника), показали синхронность изменения мутности и расхода воды, что обусловлено слабой устойчивостью к размыву рыхлых вулканогенных пород, слагающих русло, и большими его уклонами (25–60 ‰), и периодическим полным прекращением стока в связи с прекращением его питания тальми водами и высоким уровнем фильтрации стока в толщину рыхлых вулканогенных грунтов (рис. 2, а).

Аналогичные наблюдения на р. Бильченок (площадь водосбора 206 км<sup>2</sup>) на высоте 600 м над у.м. в 1.5 км от истока свидетельствуют о наличии стока в любое время суток (рис. 2, б). Это связано с более близким расположением гидроствора к источнику питания ручья (один из крупнейших ледников Камчатки - Бильченок) и его большей водностью по сравнению с водотоками северо-восточного склона Ключевского вулкана; здесь же наблюдалась асинхронность колебаний расхода воды и мутности в связи с сильным разбавлением и снижением содержания частиц в потоке.

Наблюдения за характером стока на реках, дренирующих склоны вулканов, показали, что насыщенный наносами водный поток характеризуется заторно-волновым характером движения, что связано с особенностями поступления воды в русла. Механические преобразования в русле (создание временных плотин при обрушении снежных мостов или кровли ледника, размыв временных плотин, русловые деформации), а также просачивание вод в рыхлые вулканогенные толщи и их выклинивание ниже по течению приводят к импульсным изменениям расхода воды, как в сторону повышения, так и уменьшения.

На примере р. Сухой Халактырской можно отметить характерные особенности стока на различных ее участках. Если для постоянных водотоков увеличение расхода воды происходит пропорционально приращению водосборной площади, то для условий протекания рек вулканических территорий возможны три сценария изменения расхода воды при увеличении площади водосбора: расход воды увеличивается; расход воды остается постоянным или изменяется слабо; расход воды уменьшается вплоть до полного осушения русла. Выделенные участки с характерными стоковыми характеристиками образуют следующую зональность в формировании стока «сухих» рек: 1) зона питания; 2) зона транзита; 3) зона инфильтрации (здесь также происходит максимальное отложение наносов). На этом участке происходит формирование субэвальной дельты [Мелекесцев и др., 1974].

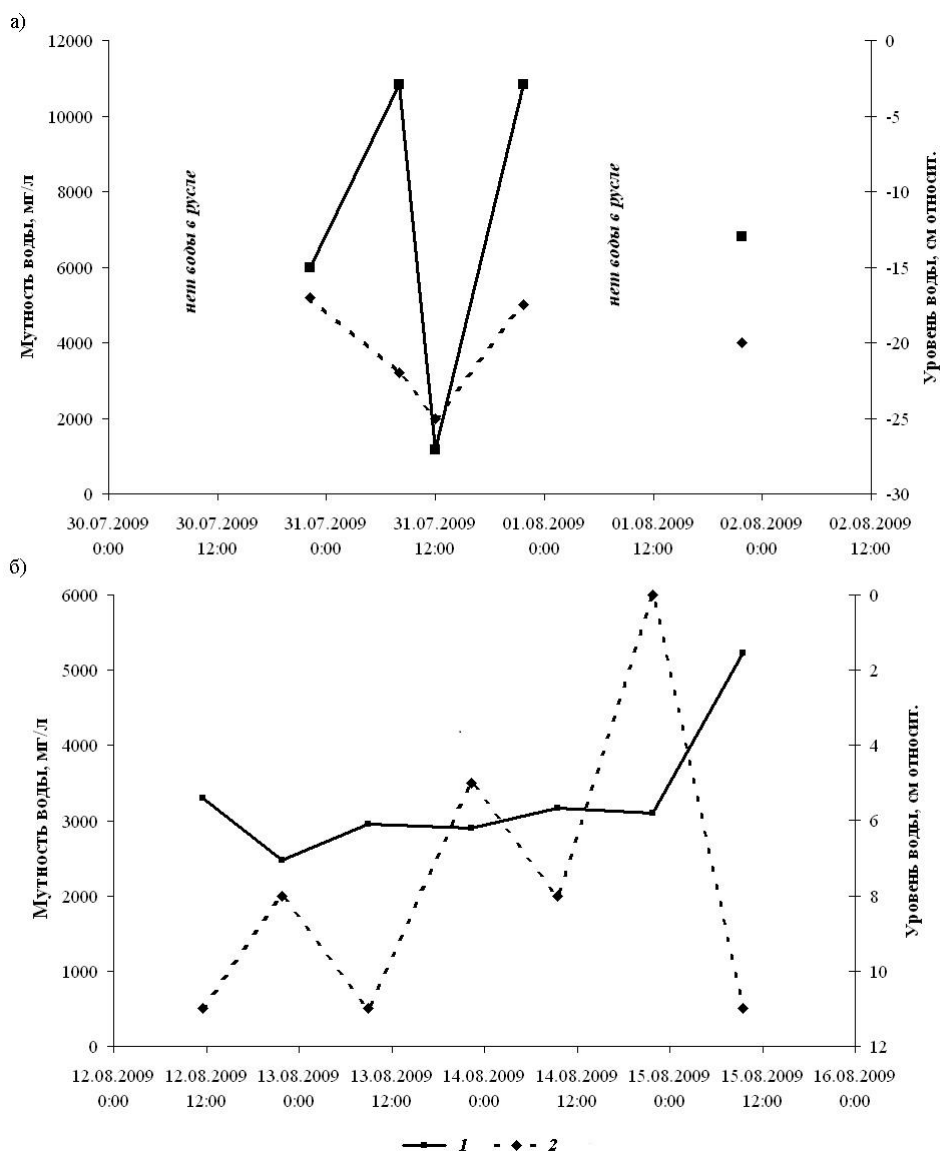


Рис. 2. Суточный ход уровня и мутности воды а) руч. Лавовый (северо-восточный склон Ключевского вулкана); б) руч. Бильченок (северо-западный склон Ушковского вулкана). 1 – мутность воды, 2 – уровень воды

В зависимости от величины расхода воды происходит изменение гранулометрического состава перемещаемого потоком материала от мелких алевритовых частиц до валунов. В связи с уменьшением расходов воды вниз по течению вследствие высокой инфильтрации воды в толщ грунтов изменяется крупность транспортируемых наносов: в период низкой водности в среднем течении поток перемещает гальку, гравий и песчаные частицы, в нижнем течении – вулканический пепел, представленный песчаными и алевритовыми частичками. Наличие в верхних и средних частях русел рек, дренирующих склоны и подножия действующих вулканов, глыб и валунов свидетельствует о том, что в периоды прохождения лахаров мощный поток способен перемещать обломочный материал значительной крупности. В зоне формируемых такими реками аллювиальных равнин в составе наносов преобладает мелкий обломочный материал – гравий, песок, вулканический пепел.

#### Сезонные изменения стока

Внутригодовые колебания стока рек на склонах вулканических построек также характеризуются неравномерностью, что связано как с особенностями питания



водотоков на склонах вулканов, так и с высокой инфильтрационной способностью вулканогенных пород.

В зимний период их русла полностью лишены воды. В периоды максимальной водности (весенне-летнее половодье и летне-осенние паводки) происходит максимальный подъем уровня грунтовых вод и наблюдается смыкание подруслового стока с поверхностным. В этот же период происходит наиболее значительное увеличение мутности воды [Виноградов, Купцов, 1980]. В конце весны, в период интенсивного таяния сезонного снежного покрова, реками вулканических территорий совершается основная эрозионно-аккумулятивная работа по перемещению рыхлого обломочного материала со склонов постройки вулкана к его подножию. Постоянный сток воды в летний сезон наблюдается только в верховьях наиболее крупных водотоков (руч. Бильченок, Киргурич, рр. Сухая, Студеная и др.), воды которых, несущие наиболее мелкие фракции взвешенных наносов, к вечеру достигают субэаральных дельт. При длительной жаркой солнечной погоде поверхностный сток лишь некоторых рек может достигать приемных водных объектов (например, р. Сухая впадает в р. Камчатку).

Реки на склонах вулканических построек основную часть взвешенных наносов переносят в период половодья и крупных паводков [Виноградов, Купцов, 1980] (табл. 1), т.е. в летне-осенний период (при отсутствии экстремальных паводков при извержениях в зимне-весенний период, когда снеготзапасы на склонах вулканов достигают максимальных значений). Сочетание максимальных снеготзапасов, значительных осадков в теплый период на склонах вулканов и слабой противозэрозионной устойчивости рыхлых вулканических отложений приводит к тому, что в этот период водные потоки совершают здесь наибольшую эрозионную работу. Мутность воды нередко достигает 1.0–6.0 кг/м<sup>3</sup> для рек с площадью водосбора порядка 1000 км<sup>2</sup> и до 600 кг/м<sup>3</sup> для рек с площадью водосбора меньше 100 км<sup>2</sup>.

Таблица 1. Внутригодовое распределение стока взвешенных наносов для рек, испытывающих воздействие вулканизма (в % годового стока взвешенных наносов)

Река	Месяц											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Реки в зоне активного вулканизма												
Гая Мутная (Авачинская группа вулканов)	1. 78	1. 73	2. 27	9. 15	28 .2	10 .4	8. 30	9. 52	6. 59	12 .4	6. 20	3. 46
Реки, дренирующие склоны и подножия активных вулканов												
Большая Хапица (влк. Безымянный, Ключевская группа вулканов)	1. 91	1. 21	0. 81	1. 94	21 .9	38 .4	10 .2	18 .1	2. 25	0. 71	1. 50	1. 07

### Многолетние колебания стока

Основными причинами циклических колебаний многоводных, маловодных и средних по водности периодов в стоке постоянных водотоков являются колебания климата. Однако, в многолетнем режиме рек вулканических областей изменчивость стока имеет свои особенности, которые связаны с азональными причинами. Наиболее полноводными реки, дренирующие склоны и подножия действующих вулканов, бывают в зимне-весенний период таяния снега и льда во время извержений, когда снеготзапасы на склонах вулканов достигают максимальных значений. В этом случае на них проходят мощные паводки, а их долины, как правило, являются путями схода лахаров (вулканогенных селей) [Scrivenor, 1929], распространяющихся на десятки и сотни километров и представляющих собой одно из наиболее опасных явлений, сопровождающих вулканические извержения. Существенное возрастание водности приводит к формированию экстремально больших объемов стока воды и наносов в XX



веке [Виноградов, 1985; Виноградов и др., 1985; Краевая, 1969; Ротман, 1960]. Последующие крупные извержения вулканов на этой территории становятся фактором понижения водности рек, поскольку они лишаются важного источника питания вследствие разрушения снежников и ледников. Очевидно, что это должно сопровождаться временным уменьшением характеристик стока наносов.

Режим стока взвешенных наносов местных рек находится в зависимости от извержений вулканов. Наибольший сток взвешенных наносов р. Камчатка (пункт наблюдений уроч. Большие Щеки) формировался в годы после крупных извержений вулканов Безымянный (1955 – 1956 гг.) [Горшков, Богоявленская, 1965] и Шивелуч (1964 г.) [Токарев, 1967]. На р. Толбачик максимальные значения мутности воды и расхода взвешенных наносов наблюдались после Большого трещинного Толбачинского извержения (1975 – 1976 гг. [Большое трещинное..., 1984]).

Массы рыхлого материала (вулканические шлаки, пеплы, агломераты пирокластических потоков и раскаленных лавин), периодически отлагающиеся на склонах активных вулканов, являются источниками поступления огромного количества перемещаемых наносов [Torres et al., 2004]. Мощность грязевых потоков зависит от следующих характеристик:

- площади водосбора;
- величины максимальных снегозапасов в бассейне;
- характера рельефа местности.

В условиях Камчатки значительные запасы снега и льда на склонах действующих вулканов обуславливают огромные объемы снеговой и ледниковой составляющих стока в течение извержения. В результате, именно во время формирования лахаров наблюдается максимальная водность рек вулканических территорий, характеризующаяся наибольшими расходами воды и объемами перемещаемых наносов.

Внедрение лавовых потоков в ледник Келля в марте – апреле 1983 г. вызвало бурное таяние снега и льда, что способствовало образованию и сходу нескольких крупных лахаров к подножию вулкана на расстояние 15–20 км от места извержения [Виноградов и др., 1985]. Движущийся поток и формирующийся по его левому борту талый сток подрезали крутой склон долины, вызывая частые оползни в его нижней части. Обрушения массы рыхлого обломочного материала и блоков снежников образовывали на короткое время плотины, которые затем прорывались накапливающейся талой водой. Результаты эпизодических наблюдений за стоком на одном из притоков р. Каменистой позволили получить гидрограф стока (рис. 3а) 19, характеризующийся заторно-волновым движением. Согласно пульсациям расходов воды в реке происходило изменение крупности перемещаемых наносов (рис. 3б), указывающее на разнородность размываемой толщи – наиболее крупные обломки соответствуют материалу лавового потока, более мелкие являются вторичным материалом пирокластических потоков. Максимальные измеренные расходы в период прохождения лахара превышают максимальный измеренный расход воды на «сухих» реках в период летней межени более чем в 40 раз.

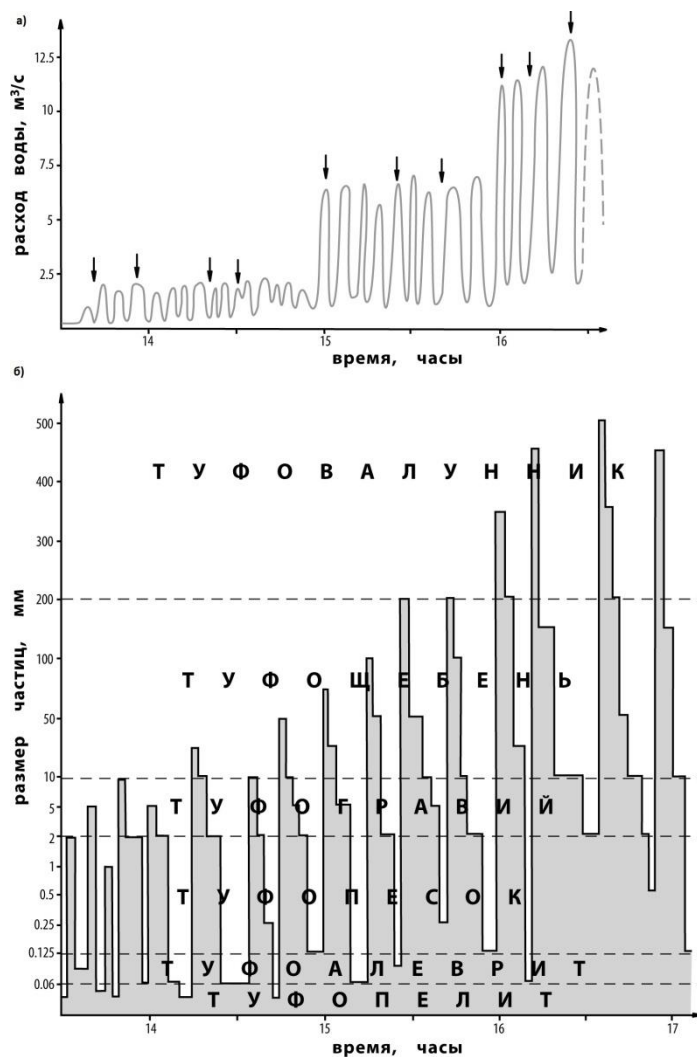


Рис. 3. Гидрограф талого стока 30 апреля 1983 г. с 13:30 до 17:00 с указанием состава транспортируемых наносов. Стрелками показано время фактических измерений расходов [по *Виноградов и др., 1985*].

Согласно расчетам, в результате стаивания примерно 80 млн. м<sup>3</sup> льда и снега водными потоками и лахарами к подножию Ключевского вулкана было вынесено до 8 млн. м<sup>3</sup> рыхлого вулканогенного материала, и был сформирован конус выноса отложений площадью до 3,5 км<sup>2</sup> [*Виноградов и др., 1985*].

Вершинное извержение Ключевского вулкана, происходившее с 8 сентября по 4 октября 1994 г. (с пароксизмом 1 октября), было одним из наиболее мощных. Грязекаменные потоки, сошедшие во время кульминационной фазы, оставили грубообломочный материал на площади около 4 км<sup>2</sup>, а общая площадь тонких отложений превышала 20 км<sup>2</sup> [*Хубуня и др., 1995*]. По результатам облета района извержения 2 сентября 1995 г. суммарный объем растопленного льда в леднике Эрмана оценивается в (0.7–1.0)·10<sup>7</sup> м<sup>3</sup>. Складывается он из части ледника, разрушенной лавинами раскаленного изверженного материала, сошедшими по Крестовскому вулканотектоническому желобу (около 0.5·10<sup>7</sup> м<sup>3</sup>) в пределах высот 3000–4000 м, и выработанного каньона во льду на высотах 3000–1800 м, до (2.3–4)·10<sup>6</sup> м<sup>3</sup>. Твердая составляющая, по-видимому, составила около 20% общего объема лахара. Эта оценка удовлетворительно согласуется с объемом наносов на конусе выноса, оцениваемого в (1–1.5)·10<sup>6</sup> м<sup>3</sup>, хотя часть наносов осталась на поверхности ледника в зоне транзита потока. Лахарообразующий эффект извержения 1994 г. мог быть гораздо выше, но терминальное





извержение вулкана в июле-августе 1993 г. существенно снизило запасы снега и льда в области формирования грязевых потоков в северо-западном секторе вулкана.

Район Авачинской группы вулканов относится к одним из наиболее многоснежных на территории полуострова, что подтверждается существованием здесь развитого современного оледенения. Только на склонах вулкана Корякский залегают 6 ледников суммарной площадью около 4.5 км<sup>2</sup> и объемом до 0.14 км<sup>3</sup>. Так как основную опасность для населения представляют лахары, формирующиеся на южных склонах вулкана, ниже приводится оценка максимального талого стока при возможном извержении.

Для прогноза объема возможного лахара необходимо знать площадь водосбора, на которой происходит формирование талого стока, ее распределение с высотой, а также объем снеготпасов на склонах перед извержением. На основе методики расчетов максимальных снеготпасов в горных районах [Атлас..., 1997; Муравьев, 1985], не обеспеченных метеорологической информацией, по средней летней температуре воздуха на высоте границы питания ледников, были рассчитаны даты наступления максимума снеготпасов с высотой для района исследований. В пределах постройки Корякского вулкана эти даты смещаются по высоте от 225 м над уровнем моря в третьей декаде марта до 3200 м во второй декаде июля. О количестве твердых осадков в привершинной части постройки вулкана можно судить также по результатам снегомерной съемки, выполненной на леднике в центральном кратере вулкана в начале июля 1994 г. Мощность снежного покрова на реперной площадке составила около 2300 мм в водном эквиваленте. Эту величину примем в качестве фоновой оценки количества атмосферных осадков, выпадающих на высотах свыше 3000 м.

Расчетные величины распределения снеготпасов на склонах разной экспозиции и их изменение во времени показаны на рис. 4.

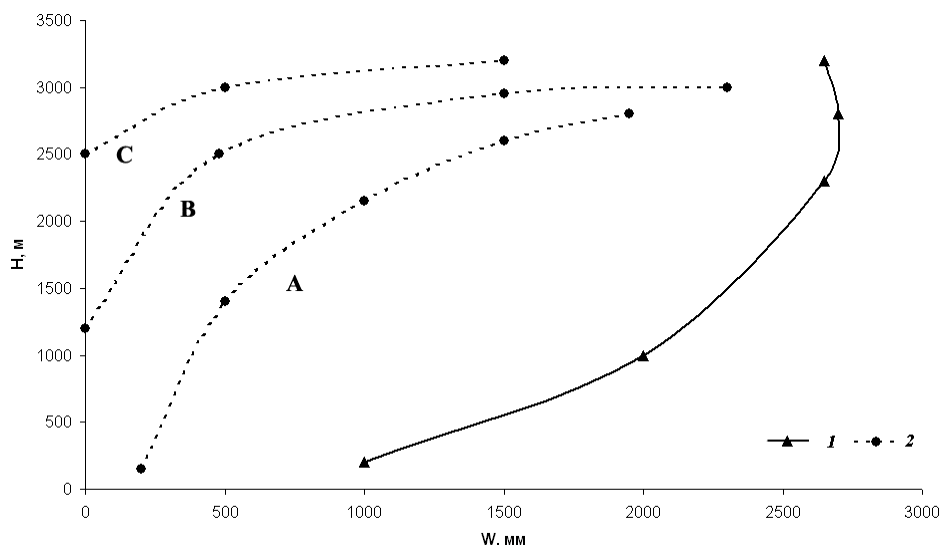


Рис. 4. Распределение сезонного снежного покрова на склонах Корякского вулкана. 1 – северный склон, 2 – южный склон: А - май, В - июль, С – сентябрь, Н – высота над уровнем моря, W – запас воды в снежном покрове

По кривой, построенной для южного склона вулкана, было рассчитано распределение снеготпасов на дату максимума в двух основных лахарообразующих бассейнах на склонах вулкана – рек Железная и Мутная. Согласно полученным результатам, при умеренной активизации Корякского вулкана (например при сходе пирокластических потоков из вершинного кратера объемом десятки - первые сотни тысяч м<sup>3</sup>) возможно образование лахаров объемом более 3 млн м<sup>3</sup> в эквиваленте водного стока, что достаточно для их продвижения в долину реки Авача на 20–25 км. Максимальные объемы грязевых потоков в случае пароксизмального извержения Корякского вулкана в конце холодного сезона года могут составить 10–12 млн м<sup>3</sup>



(жидкий сток), что будет достаточно для того, чтобы покрыть своими отложениями большую часть территорий дачной застройки и сельскохозяйственных угодий, расположенных на конусах выноса рр. Мутная, Железная и руч. Скрытый.

### Заключение

Анализ пространственно-временных особенностей формирования и изменчивости характеристик стока рек вулканических областей Камчатки позволил выявить основные черты их гидрологического режима в различных масштабах (суточном, сезонном, многолетнем) и выявить их причины. Ключевой особенностью рек, дренирующих склоны и подножия активных вулканов, является эпизодичность стока, обусловленная, прежде всего, снежно-ледниковым типом их питания в сочетании с крайне высокими фильтрационными свойствами подстилающих вулканогенных пород, в результате чего не менее 30% воды поступает в глубокий подземный сток [Виноградов, Муравьев, 1992]. Отличительной чертой таких водотоков является формирование субаэральные дельты (аккумулятивный тип рельефа у подножий молодых вулканических построек).

Формирование внутрисуточной, сезонной и многолетней динамики стока рек вулканических областей определяется режимом таяния сезонных запасов снега и многолетних льдов на склонах вулканов и зависит от активности проявлений вулканических процессов. Характерной особенностью рек, дренирующих склоны и подножия вулканов, является их мощная эрозионно-аккумулятивная деятельность и, как следствие, огромное количество перемещаемых к подножию вулкана наносов в течение весенне-летнего половодья и при извержениях вулканов.

Случаем максимального стока рек минимальной обеспеченности, иногда принимающим катастрофические размеры, является сход по их долинам вулканогенных селей (лахаров) - одного из самых опасных явлений, сопровождающих извержения вулканов Камчатки. В связи с этим прогноз возможного объема лавин является одной из важнейших задач оценки степени опасности при вулканическом районировании территории, окружающей действующий вулкан.

На основании данных о снегозапасах на склонах вулканических построек получены оценки объема лавин на реках Авачинской и Ключевской групп вулканов.

Авторы выражают благодарность Е.С. Марченко за помощь в проведении полевых работ на реках вулканических районов Камчатки. Исследование выполнено при поддержке гранта РФФИ (проект №17-77-10047).

### Список литературы

- Атлас снежно-ледовых ресурсов Мира (1997). Т. 2, кн. 1. Под ред. Котлякова В.М. М.: РАН, Институт географии, 263 с.
- Большое трещинное Толбачинское извержение (1975 - 1976 гг., Камчатка) (1984). М., Наука, 638 с.
- Виноградов В.Н. (1975). Современное оледенение районов активного вулканизма. М., Наука, 103 с.
- Виноградов В.Н. (1985). Вулканизм и оледенение. Гляциологические исследования, 27: 7-25.
- Виноградов В.Н., Купцов А.Н. (1980). О гидрологии «сухих» рек районов активного вулканизма. Водные ресурсы, 5: 178-184.
- Виноградов В.Н., Литасов Н.Е., Муравьев Я.Д., Озеров А.Ю., Хренов А.П. (1985а). Побочное извержение в ледниковом поясе Ключевского вулкана в 1983 г. Вопросы географии Камчатки, 9: 3-23.
- Виноградов В.Н., Литасов Н.Е., Муравьев Я.Д. и др. (1985б). Побочное извержение в ледниковом поясе Ключевского вулкана в 1983 г. Вопросы географии Камчатки, 9: 3-23.
- Виноградов В.Н., Муравьев Я.Д. (1992). Ледник Козельский (Авачинская группа вулканов). СПб: Гидрометеоздат, 119 с.
- Гидрогеология СССР (Камчатка, Курильские и Командорские острова) (1972). Т. XXIX. М., Недра, 364 с.
- Горшков Г.С., Богдавленская Г.Е. (1965). Вулкан Безымянный и особенности его последнего извержения 1955-1963 гг. М., Наука, 171 с.
- Двали М.Ф. (1936). К познанию геологического строения восточного побережья полуострова Камчатки. Тр. Нефтяного геол.-развед. ин-та. М.-Л., А(82), 64 с.



- Краевая Т.С. (1969). Краткая характеристика селеопасных районов Камчатки. Труды КазНИГМИ, 33: 144-151.
- Краевая Т.С. (1964). Сухие реки районов Ключевской и Авачинской групп вулканов. Вопросы географии Камчатки, 2: 56-62.
- Куксина Л.В., Алексеевский Н.И. (2016). Эрозионное районирование территории Камчатского края. География и природные ресурсы, 2: 132–141.
- Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Эрлих Э.Н. и др. (1974). История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Камчатка, Курильские и Командорские острова. М., Наука, 440 с.
- Муравьев Я.Д. (1985). Снежный покров горных районов Камчатки. Вопросы географии Камчатки, 9: 30-40.
- Пийп Б.И. (1953). Извержение Авачинской сопки в 1945 г. Бюл. вулк. ст., 17: 6-23.
- Ресурсы поверхностных вод СССР (1973). Т. 20. Камчатка. М., Гидрометеиздат, 367 с.
- Ротман В.К. (1960). О неогеновых лахаровых отложениях Камчатки. Доклады АН СССР, 134(4): 913-916.
- Соколов И.А. (1973). Вулканизм и почвообразование. М., Наука, 224 с.
- Токарев П.И. (1967). Гигантское извержение вулкана Шивелуч 12 ноября 1964 г. и его предвестники. Изв. АН СССР. Сер. физика Земли, 9: 11-22.
- Хубуная С.А., Жаринов Н.А., Муравьев Я.Д. и др. (1995). Извержение вулкана Шивелуч в 1993 г. Вулканология и сейсмология, 1: 3-19.
- Lipman P.W., Mullineaux D.R. (eds.) (1981). The 1980 Eruptions of Mount St. Helens, Washington (U.S. Geological Survey Professional Paper 1250), 844 p.
- Scrivenor J.B. (1929). The mudstreams (lahars) of Gunong Kelot in Java. Geological Magazine, 66: 433–434.
- Torres R., Mougini-Mark P., Self S., Garbeil G., Kallianpur K., Quiambao R. (2004). Monitoring the evolution of the Pasig–Potrero alluvial fan, Pinatubo Volcano, using a decade of remote sensing data. Journal of Volcanology and Geothermal Research. 138: 371-392.



## Моделирование ливневых паводков на примере канала Широкого

**В.А. Куровская, Т.А. Виноградова**

*Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия,  
viktoriiakurovskaia@gmail.com, vinograd1950@mail.ru*

По данным Росгидромета наводнениям подвержены около 500 тысяч км<sup>2</sup>, наводнениям с катастрофическими последствиями - 150 тысяч км<sup>2</sup>, где расположены порядка 300 городов, десятки тысяч населенных пунктов, большое количество хозяйственных объектов, более 7 млн га сельхозугодий. Для строительства защитных сооружений необходимо изучение процессов. Целью данного исследования было расчет масштабов ливневых паводков на канале Широком, и сопутствующих им характеристик. Для этого была применена модель неустановившегося движения воды. Используя данные натурных измерений 2013-2014 и оценочных в 2017 был промоделирован ливневой паводок для 2 вариантов задания максимальных расходов. ОАО «Севкавгипроводхозом» была предоставлена информация о расходе, при котором начинается подтопление дороги в районе городе Ессентуки. Кроме этого в данном исследовании был вычислен максимальный расход воды во время проходящего паводка в 2017 году. Также были получены значения скоростей и изменения площади поперечного сечения. В силу того, что коэффициент шероховатости является функционально-зависимым параметром, и для его расчета обратным путем отсутствовали необходимые данные, нами было подобрано сопротивление от 0.015 до 0.03 по длине расчетного участка и до 0.07 максимального значения. Таким образом, были получены характеристики паводков, которые могут быть использованы в целях защиты территории.

*модель неустановившегося движения воды; ливневые паводки; скорость; расход;  
коэффициент шероховатости; затопление*

## Modeling of flash floods on the example of the Shirokii Channel

**V.A. Kurovskaia, T.A. Vinogradova**

*St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia, viktoriiakurovskaia@gmail.com,  
vinograd1950@mail.ru*

According to Roshydromet, about 500 thousand km<sup>2</sup> suffers from floods, floods with disastrous consequences - 150 thousand km<sup>2</sup>, where there are about 300 cities, tens of thousands of settlements, a large number economic objects, more than 7 million hectares of farmland. Construction of protective structures is impossible without study of the processes. The purpose of this research was to calculate the scale of flash floods on the Shirokii Channel and the associated characteristics of the event. The research established a model of unsteady water movement. Using field data of 2013-2014 and estimated data of 2017 flash flood modeled for 2 variants of maximum discharges obtained. OJSC "Sevkaavgiprovdkhov" provided with information on the flow discharge under which flooding of the road begins in the area near city Yessentuki begins. Moreover, this research calculated maximum flow discharge of passing flood in 2017. Besides, the study obtained the values of velocities and cross-sectional area. Due to the fact that code of roughness is functionally dependent parameter, and for its calculation in the reverse necessary data were missing, we selected the resistance empirically from 0.015 to 0.03 along the length of the



calculated section and to 0.07 maximum value. To sum up, this research obtained characteristics of flooding, which can be used for protection of the territory.

*model of unsteady water movement; flash floods; velocity; discharge; code of roughness; flooding*

### Введение

В связи с тем, что последние несколько лет наблюдаются серьезные наводнения и прорывы искусственных водозащитных дамб в Ставропольском крае, а для проектирования защитных сооружений необходимы исследования для получения информации о масштабах и характеристиках явлений, целью данного исследования являлся расчет неустановившегося движения воды. При этом выполнялись следующие задачи-моделирование паводков с изменением гидравлико-морфометрических характеристик, начальных и граничных условий, и анализ полученных результатов на участке канала Широкого, где последние года происходили подтопления территории.

### Объект исследования

В настоящее время Большой Ставропольский Канал (БСК) представляет собой магистральный канал на Северном Кавказе, является основным элементом крупнейшей в России Ставропольской обводнительно-оросительной системы, расположенной в бассейнах рек Кубань, Терек и Кума. Канал берет начало от Головного водозабора Усть-Джегутинского водохранилища на Кубани, проходит между предгорьями Кавказского хребта и Маньчской впадиной, заканчиваясь в районе Чограйского водохранилища на р. Калаус и Кумо-Маньчского канала. Проектная длина БСК составляет 480 км, максимальная пропускная способность – 180 м<sup>3</sup>/с. Проектная площадь орошения составляет 200.5 тыс. га на 2017 год [Министерство сельского хозяйства...].



Рис. 1. Большой Ставропольский канал.

Основным объектом данной работы является распределитель «Широкий» - крупный канал в Ставропольском крае, расположенный в бассейне реки Кубань. Данный канал появился еще в первую очередь строительства в 1957-1967 годах. Он обводняет восточный участок Армавирского коридора, орошает его поля, пополняет водой реку Суркуль, низовья Сухого и Мокрого Карамыков и доносит кубанскую воду до реки Кумы у Зеленокумска. Более 40 лет он исправно используется в качестве питьевой воды, для орошения, рыбоводства, обводнения и рекреации. Канал сконструирован таким образом, что во время ливней происходит подтопление дороги в районе г. Ессентуки при расходе в канале равном 20 м<sup>3</sup>/с.



Климат территории близок к умеренно-холодному климату. По классификации климата Кеппен-Geiger относится к Dfb. Среднегодовая температура в городе Ставрополь - 8.5 °С. Среднегодовая норма осадков - 549 мм.

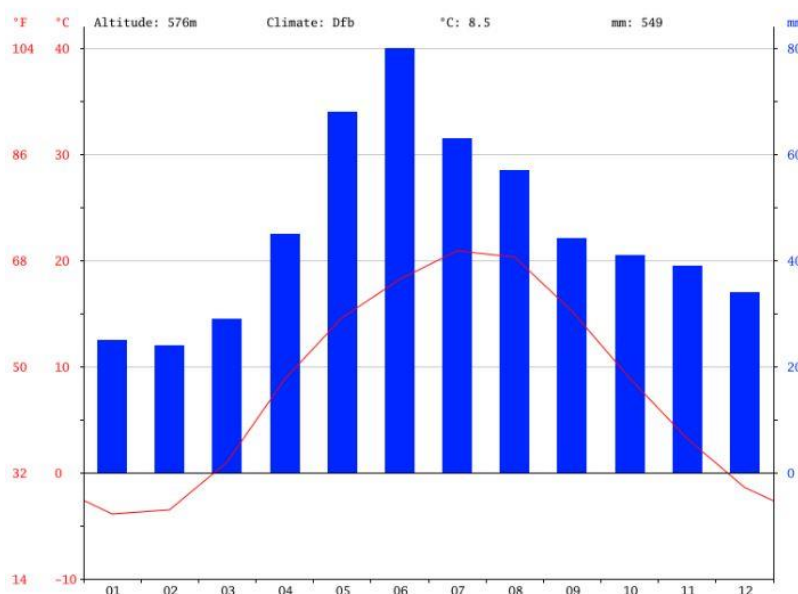


Рис. 2. Климатический график Ставрополя.

### Материалы и методы

Исследование катастрофических опасных явлений необходимо для их прогноза и строительства защитных сооружений. При этом необходимым является определение масштабов явления, а также динамических характеристик. В настоящее время в мировой практике используются полевые наблюдения, а именно создаются стационары и станции, дистанционные методы, такие как сейсмодатчики и геофоны [Comiti et al., 2014], экспериментальное и математическое моделирование. У каждого из перечисленных выше методов есть своя область применения, а также степень точности.

Для расчета паводков на канале Широком была использована математическая непрерывная модель, описывающая движение потока вещества как сплошной среды и применяются преимущественно для моделирования паводков, половодий, селей. Модель неустановившегося движения воды основывается на строгих методах расчета, то есть на решении одномерной системы уравнений Сен-Венана при этом счет ведется по неявной разностной схеме. В основе модели лежат дифференциальные уравнения неустановившегося движения воды в открытых руслах при наличии бокового притока в следующем виде:

$$I = i_o - \frac{\partial h}{\partial x} = \frac{\alpha}{g} V \frac{\partial V}{\partial x} + \frac{\beta}{g} \frac{\partial V}{\partial t} + \frac{V|V|}{C^2 R} + \frac{qV}{gw} \quad \text{уравнение динамического равновесия} \quad (1)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = q \quad \text{уравнение неразрывности} \quad (2)$$

При решении уравнения Сен-Венана использовалась численная схема, разработанная в Институте гидродинамики СО АН СССР (ИГ) [Виноградова, Никифоровская, 2015]. Уравнения неустановившегося движения берутся в форме

законов. Процесс решения происходит в несколько этапов. На первом вершины и отрезки рассматриваются в порядке возрастания номеров с  $i=1$  и  $j=1$ , что является по сути прямой прогонкой. На этапе обратной прогонки вершины и отрезки рассматриваются наоборот в порядке убывания. В ходе решения обобщенных уравнений Сен-Венана предполагается, что распределения расходов, уровней воды по длине каждого отрезка для момента времени  $t = t^k$  известны. Использование такой численной схемы делает возможным расчет одного русла без разветвлений или же простейших схем русел, таких как слияние двух русел или раздвоение одного. Также в программе реализован учет бокового притока или оттока сосредоточенного, и равномерно распределенного. В качестве расчетных параметров используются натурные данные. Исходная информация представляет собой длину расчетных участков, значения расчетных интервалов времени и шагов по длине, обобщенные морфометрические характеристики русла (аккумулирующие ёмкости, положения линии дна, принятое в расчете), характеристики гидравлических сопротивлений, схематизированные начальные и граничные условия и боковой приток или отток. Следует отметить, что состав и точность исходных данных зависят от специфики объекта, характера неустановившегося движения, принятого метода расчета, а также от поставленной задачи и необходимой точности ее решения. В ходе моделирования для каждого расчетного створа выдается следующая информация:

1. Гидрографы стока
2. Отметки уровней воды по расчетным створам
3. Средняя скорость течения, м/с
4. Площадь поперечного сечения, м
5. Ширина, м
6. Модуль расхода
7. Число Рейнольдса
8. Число Фруда

### Результаты и обсуждение

Расчет проводился для уточнения гидролого-морфометрических характеристик паводка на участке канала Широкого на основе предоставленных данных о прошедшем паводке в 2017 году ОАО «Севкавгипроводхозом». Для этого была построена схема имеющегося участка, разделенного на 3 участка с учетом морфометрических особенностей (рис. 3)

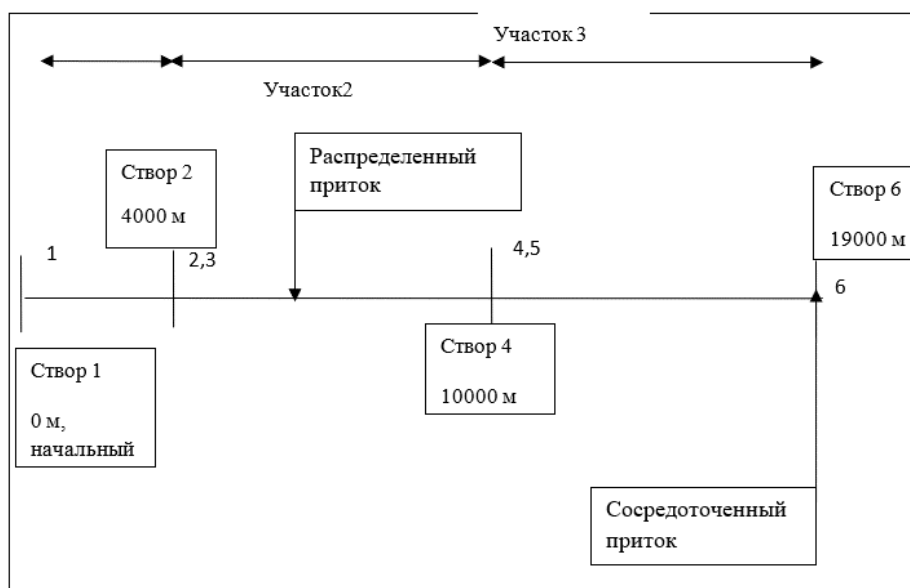


Рис. 3. Схематизация модели неустановившегося движения воды для участка канала Широкого.

При этом моделирование производилось для 2 вариантов начальных и граничных условий, которые подразумевает различную величину максимального расхода воды, определенного по натурным данным 2013-2014 годов. Так в первом варианте максимальный заданный расход составлял  $12.1 \text{ м}^3/\text{с}$ , в то время как во втором -  $16.9 \text{ м}^3/\text{с}$ , при этом расходы сосредоточенного притока были увеличены по оценочным данным 2017 года.

Непосредственный интерес представляли полученные по модели неустановившегося движения гидрографы стока. Прошедший в 2017 году паводок показал, что подтопление дороги в районе города Эссентуки начинается при расходе в  $20 \text{ м}^3/\text{с}$ , участок дороги проходит в непосредственной близости от 5 створа. Для первого варианта данное значение было превышено на 30-37%, с максимальным значением в  $31.9 \text{ м}^3/\text{с}$  (рис. 4).

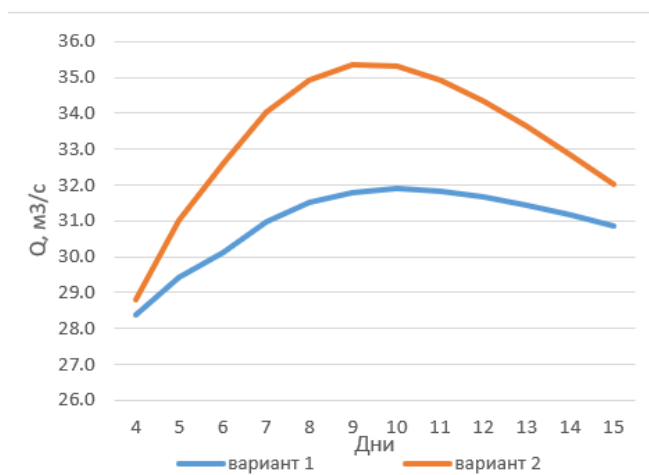


Рис. 4. Изменения расходов воды на 5 створе для двух вариантов.

В то время как для второго варианта максимальное полученное значение расхода на створе составило  $35.3 \text{ м}^3/\text{с}$ , приращение максимального расхода составило 43%. Модель расчета неустановившегося движения воды позволяет узнать в какое время паводочная волна достигнет своего максимума и его величину на определенном участке реки. Значение полученных скоростей по двум вариантам отличаются на 32% (рис.5).

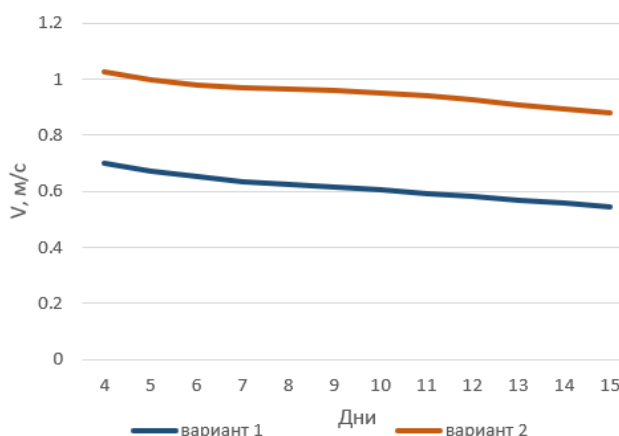


Рис. 5. Изменения скоростей на 5 створе для двух вариантов.

Учетом количественной характеристикой гидравлического сопротивления, как правило, является коэффициент Шези, обычно считаемым для каналов по формуле Маннинга. В виду того, что гидравлические сопротивления для размываемых русел обуславливаются не только выступами шероховатостей дна и приближенных откосов, а





также и параметрами донных гряд, наиболее приближенное их описание требует статистического подхода. Значение коэффициента шероховатости можно находить на основе натуральных данных: строение границ русла, характер берегов, наличие растительности, извилистость русла. Но влияние всех этих факторов ведет к тому, что заданные значения  $n$  становятся неопределенным. В связи с тем, что в модели неустановившегося движения отсутствует блок калибровки, а расчет обратным путем не представлялся возможно в виду отсутствия данных, было рассмотрено влияние коэффициента сопротивления на расчетные характеристики. Коэффициент шероховатости изменяется в пределах от 0.015 до 0.07. В нашем случае изначально коэффициент шероховатости задавался с увеличением от 0.025 до 0.03 по длине расчетного участка для обоих вариантов. Далее для 2 варианта производился расчет при изменении данного коэффициента. Необходимо отметить, что минимальным значением коэффициента шероховатости при котором модель могла производить расчеты оказалось промежуток от 0.015 до 0.03, максимальное же значение составило 0.07. Расчет проводился с устойчивым значением коэффициента шероховатости для всего участка. Ниже представлены значения скоростей на 5 и на 6 створе, то есть в непосредственной близости от пролегающей трассы и после нее.

Таблица 1. Результаты расчетов при изменении коэффициента шероховатости.

	Расход на 5 створе, м <sup>3</sup> /с	Расход на 6 створе, м <sup>3</sup> /с
При $n=0.015-0.03$	37.1	35.0
При $n=0.3-0.25$	35.3	25.8
При $n=0.04$	33.1	20.6
При $n=0.045$	32.5	18.6
При $n=0.05$	32.1	16.9
При $n=0.055$	32.0	16.9
При $n=0.06$	31.1	14.2
При $n=0.065$	30.6	13.2
При $n=0.07$	30.3	12.4

Таким образом, наибольшие значения расхода наблюдаются при наименьшем значении коэффициента шероховатости. Необходимо отметить, что во всех расчетах время наступления максимума совпадало и приходилось на 12 день паводка из 15. Кроме этого были получены изменения скорости воды на 5 створе в течение всего паводка. Как можно заметить по рисунку 5 максимальная скорость на 5 створе также наблюдаются при наименьших коэффициентах шероховатости и достигает 1.03 м/с (рис. 6).

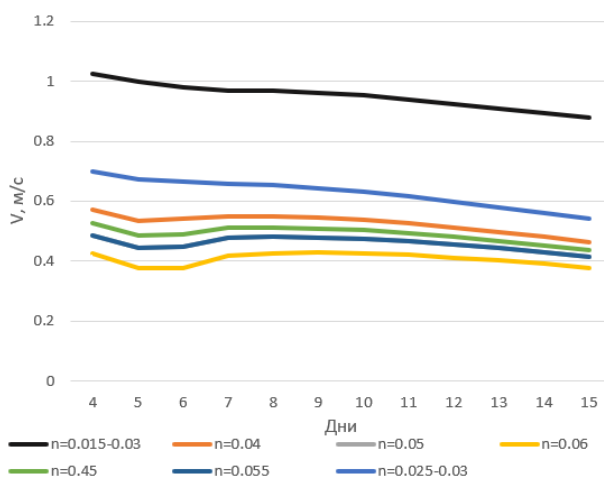


Рис. 6. Изменения скоростей на 5 створе при различном коэффициенте шероховатости.

В свою очередь были рассчитаны значения площади поперечного сечения, соответствующего каждому рассчитанному расходу. Соответственно наибольшая площадь затопления наблюдалась при коэффициенте шероховатости равном 0.07 и составила  $86 \text{ м}^2$  при начальном значении в  $11 \text{ м}^2$  (рис.7).

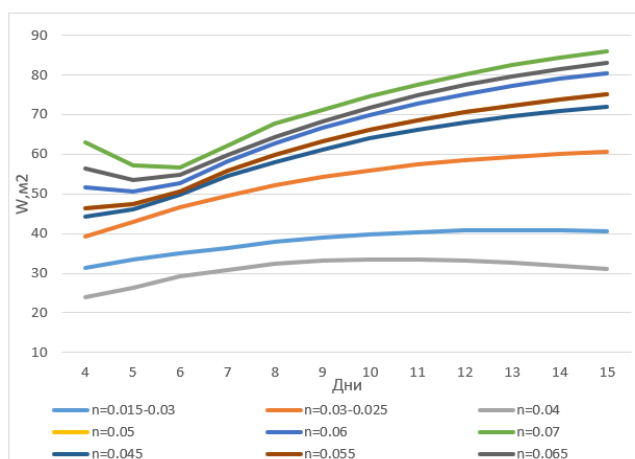


Рис. 7. Изменения площади поперечного сечения на 5 створе при различном коэффициенте шероховатости.

### Заключение

Расчет проводился по натурным данным 2013-2014 года и по оценочным данным, полученным в ходе паводка в 2017 году, по инициативе ОАО «Севкавгипроводхоз». Моделирование производилось для 2 вариантов расчета ливневых паводков с различными начальными и граничными условиями при изменении максимального расхода воды от  $12.1 \text{ м}^3/\text{с}$  до  $16.9 \text{ м}^3/\text{с}$ , а также скорректированными расходами для сосредоточенного притока. В первичных расчетах коэффициент шероховатости изменялся от 0.025 до 0.03 по длине расчетного участка. Во время расчетов были получены значения расходов, при которых начинается подтопление территории. Максимальное значение расхода составило  $37.1 \text{ м}^3/\text{с}$ , в то время как пороговое значение равняется  $20 \text{ м}^3/\text{с}$ .

Кроме этого, в связи с тем, что коэффициент шероховатости является функционально-зависимым параметром, и отсутствовала возможность расчета обратным путем, было выполнено моделирование с подбором данного коэффициента. Минимальное значение было заключено в промежуток от 0.015 до 0.03 по длине



расчетного участка, наибольшее значение составило 0.07. Максимальная площадь затопления составила 86 м<sup>2</sup> при начальной в 11 м<sup>2</sup>. Данная информация может быть использована при проектировании защитных сооружений на территории.

### Список литературы

- Виноградова Т.А., Никифоровская В.С (2015). О математическом моделировании формирования процессов тепломассопереноса в речных и озерно-речных системах Тр. IV Всесоюз. науч. конф. Фундаментальные проблемы воды и водных ресурсов. Москва, 15-18 сент. 2015, 102-106.
- Comiti F., Marchi L., Macconi P., Arattano M., Bertoldi G., Borga M., Brardinoni F., Cavalli M., D'Agostino V., Penna D., Theule J. (2014). A new monitoring station for debris flows in the European Alps: first observations in the Gadria basin. *Nat Hazards*, 73: 1175–1198.
- Министерство сельского хозяйства РФ, департамент мелиорации. URL: [http://mcx-dm.ru/gts/3927?report=passport&current\\_id=%2093428](http://mcx-dm.ru/gts/3927?report=passport&current_id=%2093428).



## Экологический риск загрязнения озера Байкал отходами Байкальского целлюлозно-бумажного комбината

**В.К. Лапердин**

*Институт земной коры СО РАН, д.г.-м.н., Иркутск, Россия*

В основе представленного материала заложены многолетние (в пределах 50 лет) стационарные наблюдения и полевые исследования, позволяющие раскрыть сущность развития катастрофы на территории Юго-Западного побережья оз. Байкал. Угроза катастрофического загрязнения южной котловины Байкала может произойти либо вследствие переполнения карт-накопителей отходов Байкальского целлюлозно-бумажного комбината (БЦБК), в результате схода селей и наводнений, либо путём опускания Утуликско-Солзанской депрессии и погружения лигниносодержащих высокотоксичных отходов в озеро при сильном землетрясении. Предлагаемые варианты омоноличивания и захоронения отходов на берегу озера, в зоне риска, при их выполнении, создадут на многие столетия экологическую мину замедленного действия для населения, туристов, а главное – природы Байкала. Для снятия напряженности возможной экологической катастрофы только реализация мероприятий по удалению отходов БЦБК и жидких бытовых стоков за пределы бассейна озера Байкал позволит предотвратить экономическую, экологическую и социальную опасность, повысить привлекательность территории и успешней развивать туристический сектор.

*землетрясения, сели, наводки, катастрофы, риски, опасности, экология, защита*

## Environmental risk for the pollution of lake Baikal by the waste of the Baikal Pulp and Paper Mill

**V.K. Laperdin**

*Institute of Earth Crust, Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia, Laperdin@crust.irk.ru*

The basis of the presented material implies long-term (within 50 years) of stationary observation and field research, allowing to reveal the nature of the development of the disaster in the South-West coast of Lake Baikal. The threat of catastrophic contamination of the South basin of lake Baikal may be due to and overflow of cards-storage of waste of the Baikal pulp and paper mill (BPPM), as a result of debris flows and floods; b – lowering of Utulik-Solzan depression and sinking of highly toxic lignin-containing waste into the lake as a result of a large earthquake. The concreting and waste disposal on the lake, at risk, will create many centuries environmental bomb for the population, tourists, and most importantly the nature of Baikal even when the waste BPPM in fourth class of hazard. To relieve the tension of a possible environmental disaster, only the implementation of BPPM waste and liquid effluents beyond the lake Baikal basin will prevent the economic, environmental and social risk, increase the attractiveness of the territory and more successful to develop the tourism sector.

*earthquakes, mudflows, floods, disasters, risks, hazards, ecology, protection*

## Введение

Территория Юго-Западного побережья оз. Байкал является составной частью Центральной экологической зоны Байкальской природной территории, включенной в реестр Мирового природного наследия. Для хранения накопленных за период эксплуатации Байкальского целлюлозно-бумажного комбината (БЦБК) (1967-2013 гг.) высокотоксичных лигниносодержащих отходов, были задействованы площадки «Солзанского» (площадь 138,09 га) и «Бабхинского» (площадь 42,08 га) полигонов. Указанные полигоны находятся в узкой прибрежной полосе шириной до 5 км, на конусах выносов селеопасных рек Малая, Большая Осиновки и Бабха, в зоне повышенной опасности и риска. Суммарная масса отходов в картах-отстойниках превышает 6,2 млн. м<sup>3</sup> (рис. 1).

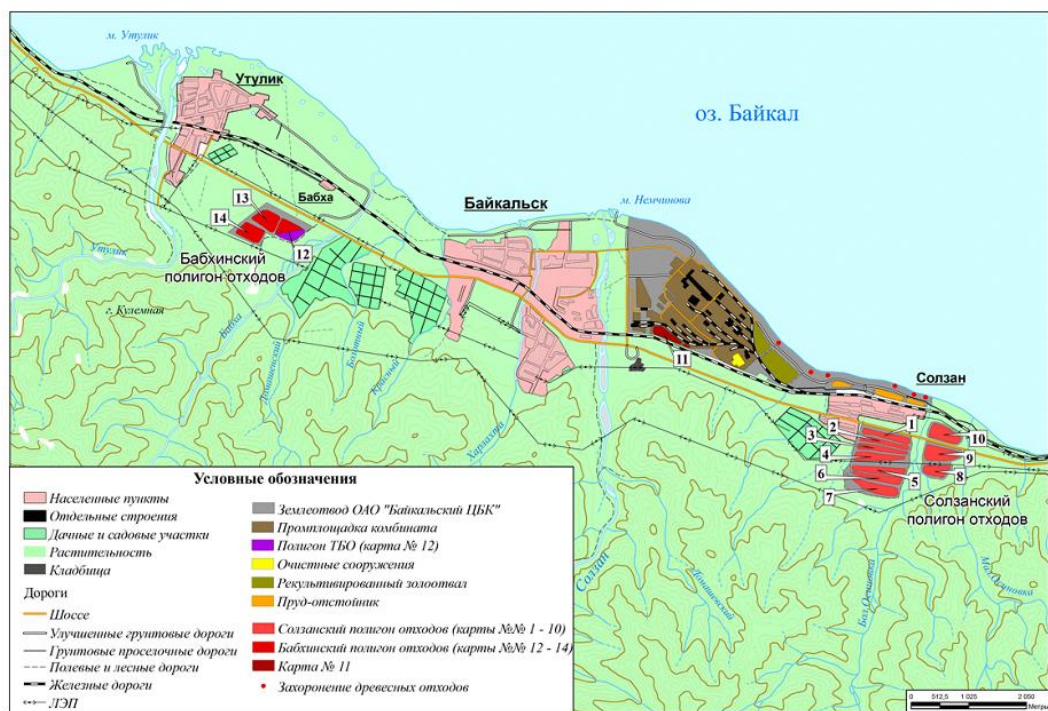


Рис. 1. Карты-отстойники отходов БЦБК, расположенные на берегу оз. Байкал, представляют высочайший уровень риска для экосистемы озера. (Карта из проекта «ООО ПЭЛА», 2013 г.).

Токсичность отходов в картах-накопителях подтверждается содержанием большого числа органических веществ – фенолов, хлорорганических соединений, меркаптанов, формальдегида, солей аммония, натрия, сульфатов, хлоридов, сероводорода. Концентрация указанных веществ на порядок превышает значения ПДК, особенно для водной среды. Ввиду неоднотипности химического состава лигнина, в разных картах различаются концентрация перечисленных токсичных продуктов.

Учитывая сейсмическую, селевую и паводковую опасность территории складирования высокотоксичных лигниносодержащих отходов БЦБК, необходимо:

- предупредить о возможной экологической катастрофе, минимизировать разрушение инфраструктуры Байкальского муниципального образования и не допустить попадание в Байкал лигнин-содержащих отходов БЦБК за счет подбора и введения надежных защитных сооружений от паводков, селей и сейсмогенных рисков:

- дать оценку современного состояния экологической опасности;
- определить принципы проведения селезащитных и противопаводковых мероприятий.

В основе первого варианта защиты заложен свободный, но контролируемый пропуск селевой и водной масс в оз. Байкал. Во втором варианте предлагается



транспортировать лигнин-содержащие отходы по трубопроводу за пределы бассейна Байкала, а впоследствии по этой же трубе перекачивать жидкие бытовые стоки с юго-западного побережья озера.

### Факторы развития катастроф

Вероятность возникновения чрезвычайных ситуаций на данной территории обуславливается следующими факторами:

- сейсмотектоническая активность Байкальского рифта определила формирование рельефа с резкими перепадами высот в пределах 1000 м на расстоянии 5-20 км, что обеспечивает развитие мощных водных потоков за короткий промежуток времени при выпадении осадков;
- наличием ледниковых форм рельефа (кары, цирки, террасы, озера, морены), представляющие водосборы и очаги селей;
- разнообразием геологических формаций коренных пород, их минералогическим составом, подверженных активному физическому и химическому выветриванию;
- свойством рыхлых отложений переменной мощности, различной литологии, механического состава и генезиса;
- вариациями условий изменения режима температурно-влажностных характеристик грунтов в зависимости от высотных ландшафтно-климатических поясов;
- зависимостью гидрологического режима от неоднородности водовмещающей среды;
- чередованием сплошной, островной, низко- или высокотемпературной мерзлоты и практически повсеместным глубоким сезонным промерзанием грунтов, оттаивание которых продолжается весь селе- и паводкоопасный временной отрезок;
- разнообразному по характеру и интенсивности техногенному прессингу на природную среду, определяющему необходимость защиты инфратрунктуры от селей и паводков.

На фоне вышеперечисленных факторов, характеристика которым дана в работах [Лапердин, Тржцинский, 1977; Лапердин, Качура, 2010; Макаров, 2012; Лапердин и др., 2016], ведущая роль в формировании селей и паводков в Юго-Западном Прибайкалье отводится синоптическим условиям, а именно количеству атмосферных осадков за дождливый период.

### Синоптические условия, определяющие уровень риска

Согласно историческим данным, сели и паводки различной плотности на реках Юго-Западного Прибайкалья были зафиксированы в 1863, 1889, 1903, 1910, 1915, 1921, 1927, 1932, 1934, 1938, 1952, 1960, 1962 и 1971 гг. Из перечисленных событий, наиболее катастрофическими стали сели и паводки, сформировавшиеся в 1934, 1960 и 1971 гг. Так, в 1971 г. сумма осадков превысила среднюю годовую норму почти на 20% (табл. 1).

Таблица 1. Распределение годового количества осадков по месяцам, в мм.

Метеостанция	Месяцы												Годовая сумма
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Хамар-Дабан	22.8	20	71	96.3	84.7	250.1	739	93.3	131.1	34.2	31.1	52.3	1625.9
Слюдянка	13.3	4.7	9.1	3.6	16.9	80.6	223.8	62.3	30.2	12.9	6.7	3.6	477.7
Байкальск	25.7	4.8	21.3	28.5	42.4	182.2	516.5	79.2	63.6	26.3	19.9	33.6	1044

Если принять во внимание, что катастрофа – событие с трагическими последствиями [Ожегов, 1975], то, кроме осадков, важное значение имеет хозяйственное

освоение селе - и паводкоопасных территорий. Об этом свидетельствуют фотографии представляющие фрагменты катастроф разных лет в Юго-Западном Прибайкалье [Селевой..., 1962] (рис. 2, а, б, в, г).

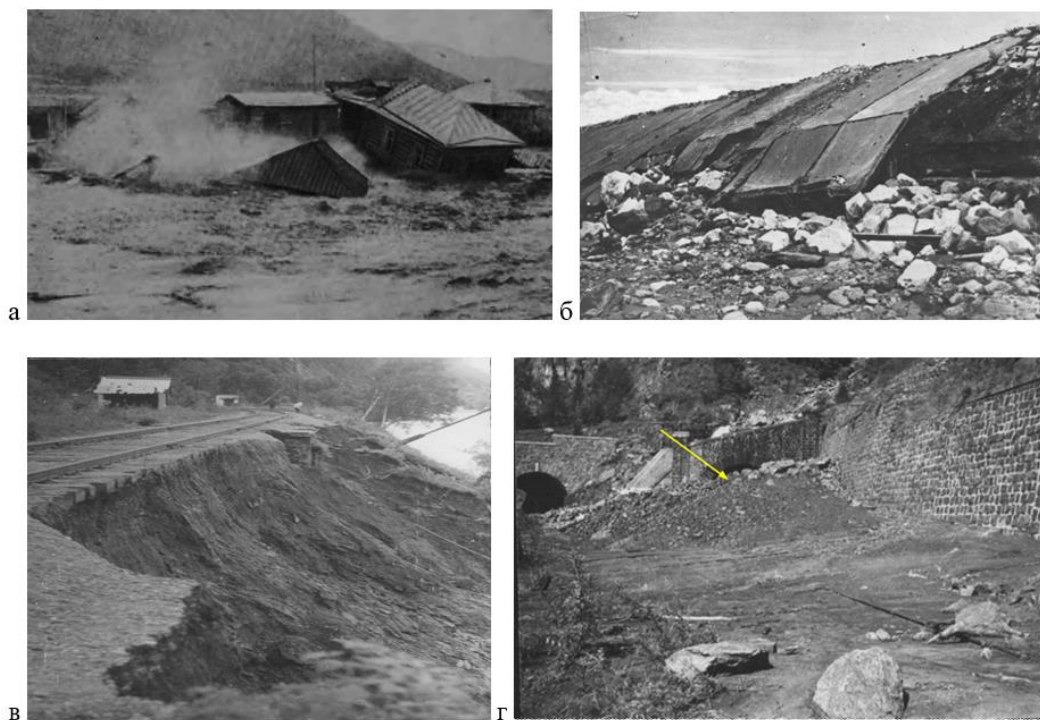


Рис. 2. Прежние катастрофические события в районе: а) Разрушение в водогрязекаменным потоком деревянных домов в г. Слюдянка, 1960 г. (фото И. Иванова). б) Подмыв и разрушение селевым потоком берегоукрепительных сооружений на р. Слюдянка, 1960 г. (фото И. Иванова). в) Последствия обрушения берега в результате смещения оползня–сплыва на берегу оз. Байкал, 1971 г. (здесь и далее рисунки и таблицы без ссылок принадлежат автору). г) Разрушение селеспуска привело к засыпке входов тоннелей и железнодорожных путей на Кругобайкальском участке, порт Байкал - пос. Култук, 1971 г.

Многосуточные дожди интенсивностью 0.01–0.10 мм/мин часто заканчиваются ливнем с интенсивностью до 3,0 мм/мин. Так, во время прохождения дождей с 7 по 11 августа 1934 г. сумма осадков составила (мм): Слюдянка – 133, Выдрино – 291, Танхой – 234, Хамар-Дабан – 457. В 1971 г. с 17 по 26 июля на метеостанции «Слюдянка» выпало 478 мм, а на – «Хамар-Дабан» – 1625,9 мм. Следует отметить, что *только за одни сутки* на Хамар-Дабане выпало 250 мм, в Утулике – 200 мм, в Байкальске – 197 мм осадков (рис. 3).

Обеспеченность суточного максимума составила 1,5–2,0% [Лапердин и др., 1972]. Подобные синоптические условия стали причиной подъема уровня воды в реках и ручьях до критических отметок (табл. 2).

По существующим наблюдениям и историческим данным, вероятность выпадения ливневых осадков с суточным количеством 100 мм в среднем составляет один раз в 15 лет, а 200–400 мм 50 лет и более.

***Величина суточного количества осадков может быть взята за основу прогноза подъема воды или схода селея за час - два до наступления катастрофы.***

С 1971 по 2017 гг. региональных селеформирующих осадков в Юго-Западном Прибайкалье не наблюдалось, но локальные выпавшие интенсивные дожди были зафиксированы в данном регионе. Например, на участке Транссиба ст. Мысовая–Улан-Удэ 30.07.2012 г. произошел сход первой секции локомотива. Причиной аварии явились осадки (количеством 21,3 мм), выпавшие за 5–6 часов, сформировавшие в водосборе 2 км<sup>2</sup> водо-песчано-древесный поток, который, забив пропускное отверстие, вышел на железнодорожные пути.



Таблица 2. Характеристика водотоков, определяющих высокий уровень опасности в пределах Байкальского муниципального образования.

№ п/п	Название водотока	S водосбора, км <sup>2</sup>	L водотока, км	Абсолютная отметка, м		Перепад, м	Уклон, усредненный	Сели, паводки, 1971 г.
				исток	устье			
1	р. Бабха	85,2	21,7	1750	456,0	1294	0,0696	+
2	руч. Болотный	4,8	4,0	840	456,0	384	0,096	–
3	руч. Красный	7,0	4,3	965	456,0	509	0,1184	–
4	р. Харлахта	19,3	9,0	1400	456,0	944	0,1049	+
5	р. Солзан	163,2	32,3	1770	456,0	1314	0,0407	-
6	р. Бол. Осиновка	22,4	10,0	1640	456,0	1184	0,1184	+
7	р. Малая Осиновка	9,7	6,1	1320	456,0	864	0,1416	+

Примечание. 1971 г. – прохождение паводков плотностью до 1100 кг/м<sup>3</sup>; +прохождение водокаменных селей плотностью 1100–1500 кг/м<sup>3</sup>

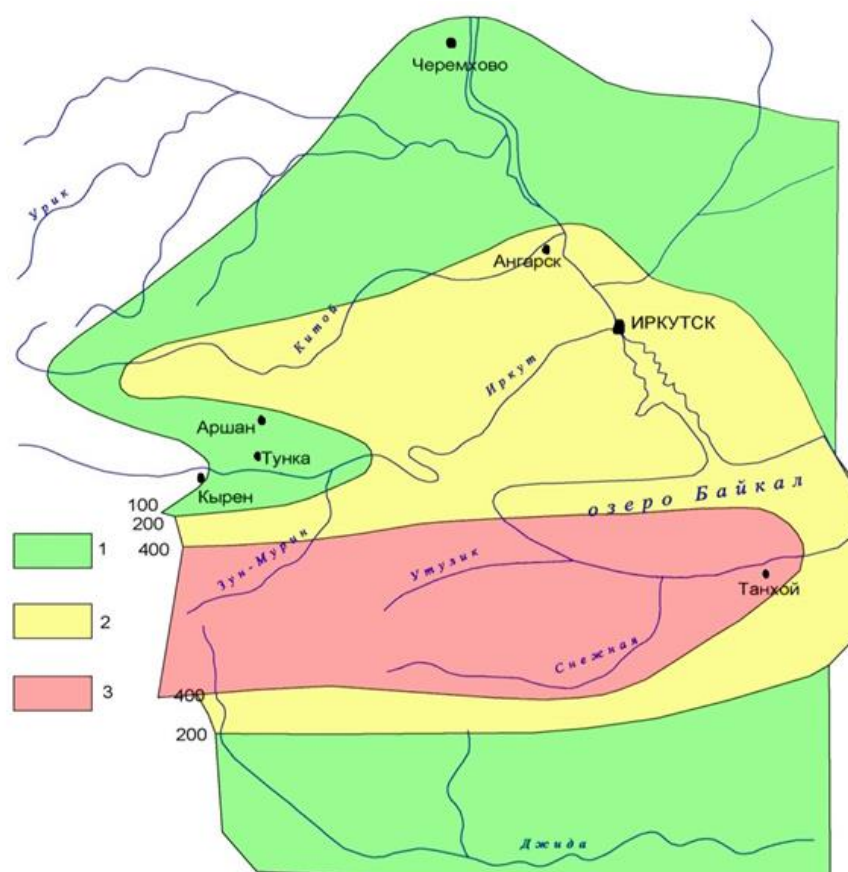


Рис. 3. Распределение сумм осадков за дождливый период 18–26 июля 1971 г. 1 – осадки от 100 до 200 мм; 2 – от 200 до 400 мм; 3 – более 400 мм. (Карта составлена по данным Гидрометеослужбы, г. Иркутск).

Следующая катастрофа случилась в 26–27 июня 2014 года в окрестностях пос. Аршан Республика Бурятия. В горной системе Восточных Саян, в Тункинских Гольцах, выпавшие осадки высокой интенсивности в бассейнах постоянных и временных водотоков сформировали водокаменные и грязекаменные селевые потоки, вызвавшие разрушение поселка и панику людей (рис. 4).





Рис. 4. Последствия селей в районе пос. Аршан, Республика Бурятия, 2014 г.: а) светлые прочесы на склонах Тункинских Гольцов – следы массового проявления селей, оползней-сплывов и эрозии. Селеопаные русла: А – руч. Безымянный, Б - 1-я Шихтолайка, В – руч. Безымянный, Г - 2-я Шихтолайка, Д – Артемьева (фото А.М. Лехатинова). б) заплески со стороны движения селевого потока на уровне верхней части окон второго этажа здания гостиницы «Сааган-Дали». в) характер разрушения селевым потоком одного из корпусов школы для одарённых детей.

### Сеймотектонические предпосылки риска

Кроме селей и паводков причиной попадания лигниносодержащих отходов в озеро Байкал с карт-накопителей Солзанского полигона могут быть сильные землетрясения.

При оценке общей сейсмической опасности нельзя оставлять без внимания разлом, расположенный на левом борту р. Большая Осиновка, поскольку он погребен цепочкой карт-накопителей лигнина. Деформация земной коры была вызвана относительно недавним (сотни лет назад) сильным сейсмическим событием.

Кроме того, площадка Солзанского полигона расположена на юго-восточной части Утуликско-Солзанской депрессии шириной 3–5 км, длиной вдоль берега 18 км, образовавшейся вследствие мощных разломов земной коры и дифференцированных глыбовых движений. Подвижность Утуликской депрессии сопоставима с подвижностью тектонического блока залива Провал со всеми вытекающими из этого последствиями. Напомним, что при землетрясении 12.01.1862 г. в районе дельты р. Селенги образовался залив Провал, площадью 203 км<sup>2</sup>; под водой оказались деревни со всей живностью, а в 1931 г. при 8-балльном землетрясении на севере Байкала берег опустился вместе с домами деревни Дагара на 2,0–2,6 м [Инженерная..., 1968].

***Связь этих депрессий с одной и той же зоной разломов не может оставлять никаких иллюзий о степени гарантированной устойчивости данной территории. Ее высокая активность подтверждается геологической историей южного побережья озера Байкал, а именно – возможной миграцией развития депрессий с востока на запад.***

О высоком сейсмическом потенциале территории южной котловины озера в XX в. свидетельствуют данные о более чем 50 землетрясениях силой 6–8 баллов, зарегистрированные: 27 июня 1742 г. с  $M \sim 7,7$ ; 24 октября 1769 г. с  $M \sim 7,3$ ; 1 августа 1779 г. с  $M \sim 6,6$ ; 11 апреля 1902 г. с  $M \sim 6,6$ , а также в 1950, 1953, 1957, 1961 гг. и 25 февраля 1999 г. с  $M = 6,0$  [СНУП 11-02-96].



27 августа 2008 г. случилось Култукское землетрясение, ставшее сильнейшим (до 7 баллов), за последнее 50 лет, в результате чего опустился блок дна Байкала [Солоненко, 1963].

В истории развития чаши озера известны различные деформации земной коры в виде проседаний, поднятий, смещений и разрывов различных блоков земной коры, проявившихся во время сильных землетрясений [Саньков и др., 2004; Хромовских, 1963, 1965а,б] (рис. 5).

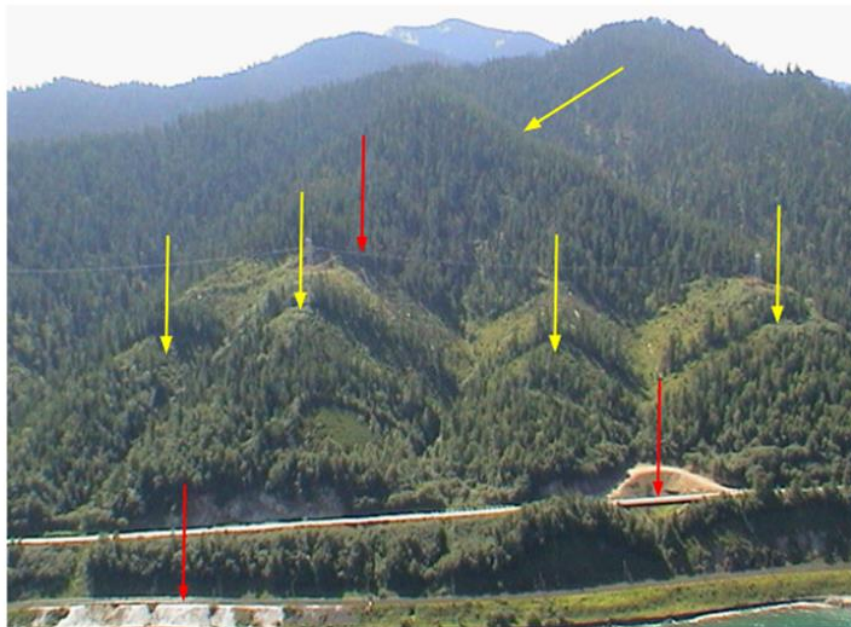


Рис. 5. Первый прижимной участок на восток от г. Байкальска, на пути линейных сооружений (железная и шоссейная дороги, линии связи и электропередачи – красные стрелки), пересекает серию сейсмогравитационных оползней-блоков – свидетелей сильных сейсмических событий (желтые стрелки).

Для кратковременного прогноза землетрясений известно место и сила толчков, а время пока непредсказуемо [Солоненко, 1963]. На этом основании напрашиваются вопросы: есть ли необходимость складированный на берегу лигнин защищать только от селей? Кто может дать гарантию, что в результате сильного землетрясения (подобно приведенным историческим фактам) лигниносодержащие отходы не попадут в Байкал?

#### Методологические принципы выделения зон уровня опасности на карте

Уровень опасности оценен поражаемой площадью и возможного поражения инфраструктуры Байкальского МО селями и паводками и определялся по результатам:

- космо- и аэрофотоснимкам разных лет съемок;
- дендрохронологических данных, позволивших определить место, время и уровень подъема воды;
- данных наземных геодезических съемок, с привязкой GPS поперечных створов по уровню высоких вод на освоенных селе- и паводкоопасных долинах рек, для определения объемов водной и селевой массы потоков;
- наземного обследования территорий, пораженных селями и паводками;
- опроса местного населения, наблюдавшего катастрофические события 1960 и 1971 гг.;
- анализа исторически известных событий;
- материалов, представленным главами МО, МЧС;
- научных публикаций и архивных материалов.

Подобный подход позволил определить опасные участки территории бассейнов рек Большая и Малая Осиновка, Бабха, периодически подвергающиеся подтоплению (рис. 6).

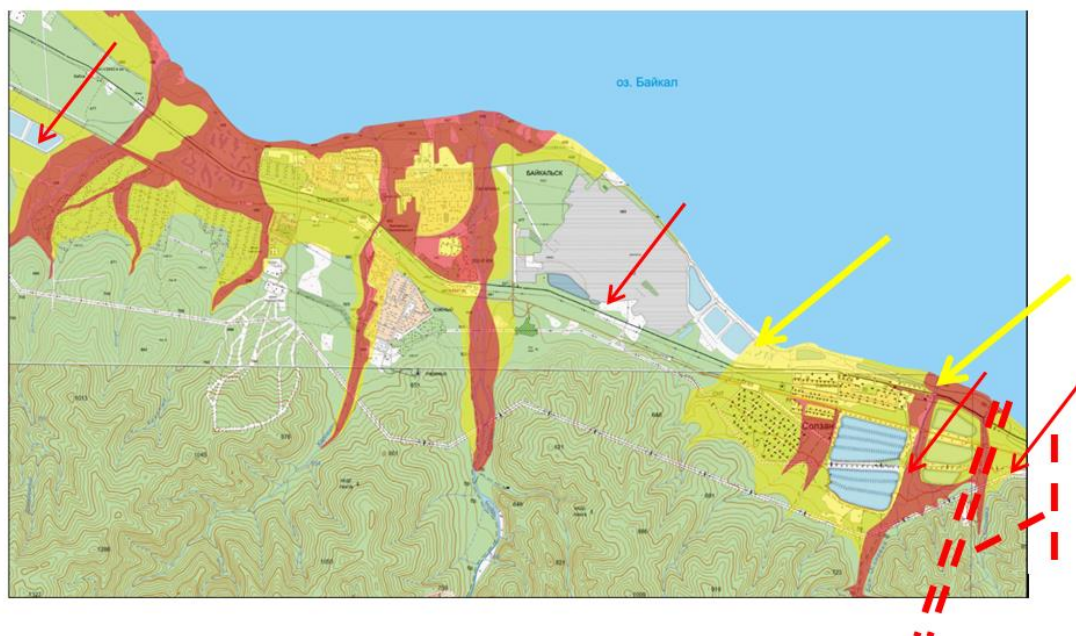


Рис. 6. Карта-схема уровня опасности территории Байкальского муниципального образования: 1 - вишневым цветом выделены опасные участки территории; 2 - потенциально опасные площади; 3 - относительно безопасные территории от наводнений и селевых потоков; а – красные стрелки - места складирования лигниносодержащих отходов; б - желтые стрелки - места размещения очистных сооружений; в - прерывистые красные линии - предварительная схема размещения потоконаправляющих дамб.

### Особенности территории бассейнов рек Большая и Малая Осиновка, Бабха

Некоторые особенности территории бассейнов рек Большая и Малая Осиновка состоят в том, что:

- на конусах выноса селеопасных рек размещена основная часть картшламонакопителей лигнина – отходов производства БЦБК, представляющих угрозу загрязнения оз. Байкал (рис. 7);

- при выходе из гор на относительно выровненную поверхность конусов выноса реки резко теряют скорость и в результате чего, на данном участке, в руслах сформировались острова, которые обильно заросли древесной и кустарниковой растительностью и создают препятствие для свободного стока паводковых вод;

- в настоящее время бассейны рек р. Малая и Большая Осиновка в целом обильно заросли древесно-кустарниковой растительностью, что становится причиной неуправляемой закупорки русел рек и может вызвать формирование плотин запрудного типа, прорыв которых создаст условие для пульсирующего движения потоков.

**Поэтому, фактор залесенности следует считать основой непредсказуемого развития усиления селевой опасности, влияющего на скорость и направление движения потока, состав и объем селевой массы, а также специфику защиты (рис. 6, б, в);**

- на отдельных участках высота дамб отстойников очистных сооружений может оказаться недостаточной и при катастрофических паводках возможно затопление картполигонов и по принципу домино произойдет перелив лигниносодержащих отходов. Так, превышение края дамбы отстойника, расположенного на левом берегу р. Большая Осиновка и в 50 м от берега Байкала, составляет 1,81 м над урезом р. Большая Осиновка, что недостаточно при высоком подъеме уровня воды в реке;



• в зонах возможного подтопления и даже разрушения находятся участки ряда садоводств и поселок Солзан (рис. 8, а).

Например, на р. Малая Осиновка в 1971 г. потребовалось принятие экстренных мер для предотвращения прорыва селевого потока в карты-отстойники, так как селевыми отложениями была полностью заполнена восточная часть нагорной канавы, защищающей карты-отстойники от ливневых вод.

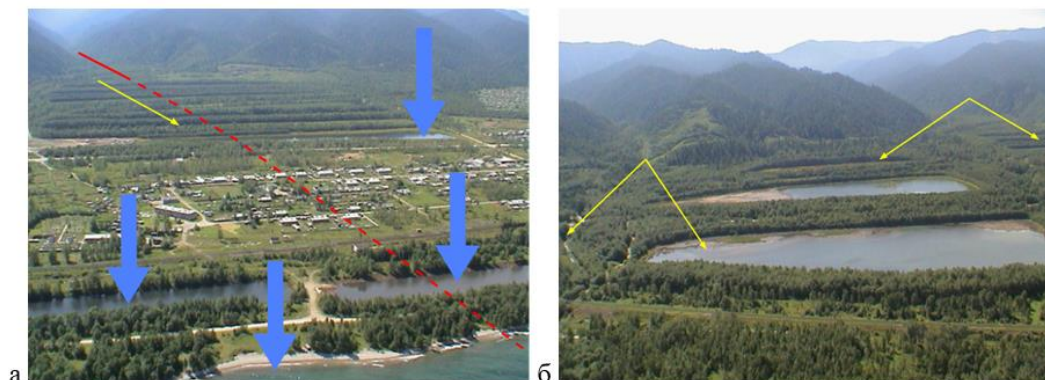


Рис. 7. Карты-отстойники лигнинсодержащих отходов (голубые стрелки) и прибрежная часть оз. Байкал. а) Предполагаемая часть погребенного разлома (красная прерывистая линия), который при выходе из гор хорошо выражен в рельефе (сплошная красная линия). Желтая стрелка – возможное направление паводковых вод. б) возможные направления селевых и водных потоков рек Большая и Малая Осиновка (показаны желтыми стрелками) (фото А. Кириченко).

### Принципы защиты инфраструктуры полигонов

Согласно СНиП 11-02-96, в селеопасных зонах строительство любых инженерных сооружений запрещено без возведения защитных сооружений. Прежде чем выбрать защиту объектов БЦБК, следует определиться, что защищать: жидкие лигнинсодержащие отходы, хранящиеся в картах-накопителях; или их производные – «монолиты»? Могут ли оказать влияние защитные сооружения на пропускную способность мостов через реки Большая и Малая Осиновка, Бабха? Например, в 1971 г. сумма ущерба от селей и паводков по Иркутской области составила 80 млн. рублей (по курсу 1971 г.). Большая часть затрат ушла на восстановление мостов, линейных сооружений и перевозку через Байкал, без малого 6 суток, людей и груза от Иркутска до Улан-Удэ и Читы.

Отметим, что существующая инфраструктура Байкальского муниципального образования не имеет надежной противоселевой и противопаводковой защиты.

Предлагается два варианта принципиальных схем защитных мероприятий от селей и паводков на реках Большая и Малая Осиновка (рис. 8).

**В основу защиты заложен свободный контролируемый пропуск селевых и водных масс в оз. Байкал.** Имеются примеры, свидетельствующие о негативном влиянии селезащитных сооружений (сепарирующих - сквозных плотин или аккумулирующих - котлованов), возведенных без учета природных условий. Так, в 2000 и 2017 гг. сели парализовали жизнь города Тырныауз и привели к гибели людей. Ущерб от селевого паводка в 2000 г. составил около 4 млрд. рублей. Причиной катастроф в г. Тырныаузе признаны конструктивные недостатки пропускного канала и несовершенство водопропускных гидротехнических сооружений, сужение берегов реки. Пропускная способность канала составляла 500 м<sup>3</sup>/сек, а расход водокаменного потока достигал 2000 м<sup>3</sup>/сек. В 2000 г. катастрофу усугубила также разрушенная в 1999 сквозная железобетонная плотина, предназначенная для сепарации селевой массы [Сейнова, Золотарев, 2001; Черногорец, 2005].



Рис. 8. Пунктирными линиями показано возможное размещение потоконаправляющих дамб для защиты от наполнения карт-накопителей БЦБК от паводков и селей

На этом основании все предлагаемые варианты селезащитных сооружений в Южном Прибайкалье должны пройти необходимую многоступенчатую экспертизу, прежде чем получить разрешение на их возведение. В Прибайкалье селезащитных сооружений в 1971 г. практически не было и сейчас их недостаточно, а имеющиеся сооружения не проверены на надежность. При критически высоком уровне воды в реках с присутствием в потоках стволов деревьев (корчеходов), возникнут проблемы пропуска селевой массы через проемы мостов практически на всех реках Юго-Западного Прибайкалья.

Исходя из охарактеризованных селеформирующих факторов и особенностей долин Малая и Большая Осиновка, а также расположения карт-накопителей, при защите необходимо применить только сквозной пропуск потоков с использованием основного направления естественного русла.

Для **первого варианта** защиты необходимо:

- расчистить русла и поймы рек от деревьев;
- провести заглублиение в виде потокотransпортирующих каналов, глубиной до 2,5 м, с сохранением естественного угла уклона дна канала до сброса в озеро Байкал с учетом пропускной способности четырех мостов (по два на Малой и Большой Осиновке).
- при выходе из гор долины Большая Осиновка, дополнительно следует предусмотреть возведение друг за другом двух сквозных плотин для сепарации селевой массы и задержания стволов деревьев, а ниже селенаправляющей железобетонной дамбы, с целью приема основного удара «головы» селевого потока и свободного пропуска селевой массы к потокотransпортирующему каналу.

Для **второго варианта** защиты необходимо:

- расчистить русла и поймы рек от деревьев;
- по р. Большая Осиновка при выходе из гор, следует предусмотреть возведение друг за другом двух сквозных плотин для сепарации селевой массы и задержания стволов деревьев, а ниже селенаправляющей железобетонной дамбы, с целью приема основного удара «головы» селевого потока и направления селевой массы, к потокотransпортирующему каналу, выполненному из железобетона.
- на Малой Осиновке по левому берегу возвести одностороннюю железобетонную селенаправляющую дамбу.

Из двух предложенных вариантов защиты, надежней и предпочтительней - второй вариант. Выполнить весь селепропускной канал следует из железобетона.



Большая часть территории Байкальского муниципального образования нуждается в защите от паводков и селей. Хотя, кроме селей и паводков, попадание лигнина в Байкал может произойти в результате сильного землетрясения.

В этой связи, напрашиваются вопросы. Стоит ли защищать отходы лигнина, в картах-отстойниках? Нужно ли хранить даже переработанный лигнин на берегах озера, и будет ли безвреден рукотворный продукт для Байкала через 100-1000 лет?

Более радикальной мерой защиты может быть **третий вариант** – транспортировка лигниносодержащих отходов по трубопроводу и преработка их на безопасном закрытом полигоне, где можно экспериментировать, подбирая рациональные способы и методы обезвреживания, а также использования полученных после переработки продуктов для определенных целей. Сейчас рассматривается вариант переработки отходов БЦБК на корм для рыб, предложенный фирмой из Франции.

Можно предложить проложить трубу для транспортировки лигниносодержащих отходов с выходом в районе пос. Култук в бассейн р. Иркутта и перекачать в закрытую плотиной в выбранный суходол (рис. 9). Впоследствии по этой же трубе, в расположенные рядом долины, пади, подготовленные для хранения, можно транспортировать жидкие бытовые отходы со всего юго-западного побережья оз. Байкал. По-видимому, неизбежно это придется делать в ближайшие годы. Проект сулит выгоду в затратах, а главное – техногенный лигниносодержащий продукт не попадет в Байкал. За пределами бассейна Байкала из отходов можно по усмотрению вырабатывать строительные материалы, корм рыбам и другие продукты производства.



Рис. 9. Стрелками показаны возможные варианты направления трубопровода за пределы бассейна оз. Байкал. Один из этих вариантов направлений был рассмотрен в 1984 г.

В возможности использования как лигниносодержащих, так и жидких отходов в народном хозяйстве нет сомнения, но перерабатывать их правильнее в безопасной зоне, а не на берегу Байкала. Для этого следует рассчитать затраты на удаление отходов за пределы бассейна Байкала или на их защиту, по отношению к стоимости чистой воды в озере.

В проекте создания трубопроводной системы для удаления вредных отходов БЦБК за пределы бассейна Байкала от Института земной коры, в 1984 г. принимали участие В.П. Солоненко, В.С. Хромовских и В.К. Лапердин. После обследования трассы трубопровода было дано положительное заключение сейсмо-инженерно-геологических условий для прокладки продуктопровода. В 1987 году проект был готов, но под давлением общественности приостановлен. Общая сметная стоимость на выполнение



проекта (в ценах 1984 г.) составляла 99,8 млн. руб., при этом в сумму были включены объекты производственного, жилищно-гражданского назначения и прочие затраты, а возведение 76-километрового продуктопровода оценивалась в 88 млн. руб., с производительностью 86 млн м<sup>3</sup> промышленных стоков в год. Напомним, что в картах-отстойниках Солзанского и Бабхинского полигонов хранится 6,2 млн. м<sup>3</sup> отходов БЦБК, для перекачки которых, с вышеуказанной производительностью труб, потребуется 20-25 дней.

Для примера представлены фотографии, на которых показан трубопровод для перекачки отходов и плотина, возводимая для здания хранилища, для накопления и хранения отходов производства по обогащению полиметаллов (рис. 10). Хранилище построено в Туве и рассчитано на 50 лет.

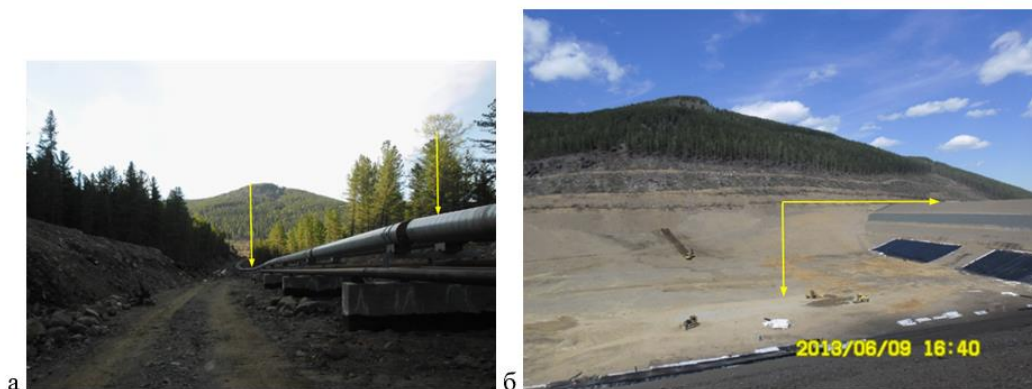


Рис. 10. Сооружения Кызыл-Таштыгского ГОКа, хребет Ломоносова, Республика Тува: а) трубопровод для транспортировки отходов производства полиметаллов. б) возводимая плотина – место хранения отходов. Фото 2013 г.

### Заключение

После чрезвычайной ситуации, случившейся на юге Прибайкалья в июле 1971 г. прошло 45 лет. За это время подобного количества осадков здесь не наблюдалось, в результате чего в бассейнах рек Малая и Большая Осиновка и других скопилось большое количество продуктов выветривания (очагов селей). Но главное, русла рек, поймы и низкие террасы заросли лесом, который при контакте с водными и селевыми потоками может быть причиной создания плотин, а их прорыв способен привести к неконтролируемому и непредсказуемому контакту паводковых вод с мостами и лигниносодержащими отходами и их выносу в оз. Байкал.

Оценка уровня опасности инфраструктуры Байкальска и Южного Прибайкалья, расположенной на территории с высоким уровнем риска, определяет необходимость возведения селезащитных и противопаводковых мероприятий. Защиту объектов следует проводить согласно природной и техногенной ситуации, сложившейся на данный период времени.

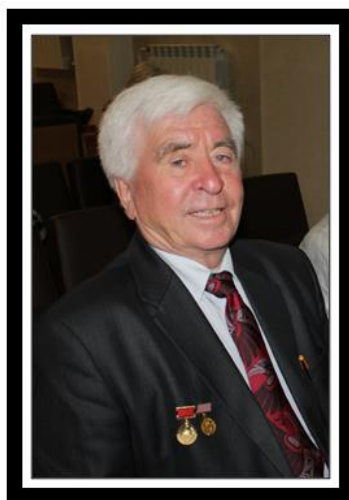
Уровень природно-техногенного риска может быть снижен до минимума при возведении надежных защитных инженерных сооружений, принципиальные схемы которых предложены в статье.

### Список литературы

- Инженерная геология Прибайкалья (1968). М., Наука, 191 с.  
 Лапердин В.К., Демьянович Н.И., Тржцинский Ю.Б. (1972). Катастрофические паводки 1971 г. и склоновые процессы. Иркутск, Информ. сб. ИЗК СО АН СССР, 19–23.  
 Лапердин В.К., Тржцинский Ю.Б. (1977). Экзогенные геологические процессы и сели Восточного Саяна. Новосибирск, 103 с.  
 Лапердин В.К., Качура Р.А. (2010). Геодинамика опасных процессов в зонах Природно-техногенных комплексов Восточной Сибири. Иркутск, ИЗК СО РАН, 312 с.



- Лапердин В.К., Леви К.Г., Имаев В.С., Молочный В.Г. (2016). Опасные геологические процессы в Юго-Западном Прибайкалье. Иркутск, Институт земной коры СО РАН, 200 с.
- Макаров С.А. (2012). Сели Прибайкалья. Иркутск, Издательство Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 111 с.
- Ожегов С.И. (1975). Словарь русского языка. М., Русский язык, 848 с.
- Саньков В.А., Чипизубов А.В., Лухнев А.В., Смекалин О.П., Мирошниченко А.И., Кале Э., Девершер Ж. (2004). Подход к оценке опасности сильного землетрясения в зоне Главного Саянского разлома по данным GPS-геодезии и палеосейсмологии. Геология и геофизика, 11: 1369–1376.
- Сейнова И.Б., Золотарев Е.А. (2001). Ледники и сели Приэльбрусья (Эволюция оледенения и селевой активности). М., Научный мир, 204 с.
- Селевой паводок в г. Слюдянке на Байкале (1962). Ответственный редактор Солоненко В.П. М., Академия наук СССР, 72 с.
- СНиП 11-02-96 «Инженерные изыскания для строительства. Основные положения»;
- Солоненко В.П. (1963). Селевая деятельность в плейстоценовых областях катастрофических землетрясений. Бюлл. МОИП, Отд. геол., 2: 133–140.
- Хромовских В.С. (1963). Сейсмогенные структуры Южного Прибайкалья. Геология и геофизика, 8: 68–81.
- Хромовских В.С. (1965а). Сейсмогеология Южного Прибайкалья. М., Наука, 122 с.
- Хромовских В.С. (1965б). Следы катастрофических землетрясений в Южном Прибайкалье. Геология и геофизика, 3.
- Черноморец С.С. (2005). Селевые очаги до и после катастроф. М., Изд-во «Научный мир», 183 с.



**В.К. Лапердин (1838-2018)**

*Когда статья готовилась к печати, пришла скорбная весть о кончине автора – крупного исследователя природы Сибири и Дальнего Востока, д.г.-м.н., старшего научного сотрудника лаборатории палеогеодинамики Института земной коры СО РАН, члена Селевой ассоциации Валерия Кирилловича Лапердина.*

*В.К. Лапердин родился 26.07.1938 г. в Читинской области. В 1966 г. окончил географический факультет Иркутского государственного университета. С 1964 по 1997 гг. и с 2002 по 2018 гг. работал в Институте земной коры (ИЗК) СО АН СССР (с 1992 г. – СО РАН) на должностях от лаборанта до старшего научного сотрудника. В 1976 г. защитил кандидатскую диссертацию по теме «Роль экзогенных геологических процессов в формировании селей Восточного Саяна», в 2004 г. – докторскую диссертацию по теме «Закономерности развития экзогенных геологических процессов в Саяно-Байкальской горной области в зоне влияния линейных сооружений». В.К.*





*Лапердин был специалистом в области инженерной геодинамики. Его научные интересы были связаны с изучением факторов формирования особо опасных эндогенных и экзогенных геологических процессов, прогнозом их развития и распространения, а также разработкой принципов защиты от геологических опасностей и экологической нестабильности в пределах созданных зон влияния линейных природно-технических систем, железных и шоссейных дорог, линий связи и электропередач. Проводил исследования природно-техногенных факторов в зонах нефте-газотранспортирующих комплексов в Восточной Сибири. По его методике были созданы геодинамические стационары для изучения факторов скорости выветривания и динамики продуктов разрушения коренных пород в условиях криогенеза в республиках Бурятия, Саха (Якутия), Тува, в Иркутской, Читинской и Амурской областях, Красноярском крае. Это позволило получить параметры для оценки устойчивости рыхлообломочного материала в зависимости от крутизны, экспозиции склонов и сейсмической активности территории, установить закономерности развития и распространения опасных экзогенных геологических процессов и дать им количественную и качественную оценку на региональном уровне.*

*В.К. Лапердин был автором более 70 научных работ, лауреатом премии Совета министров СССР (1988), лауреатом областного конкурса за монографию «Геодинамика опасных процессов в зонах природно-техногенных комплексов Восточной Сибири» (Иркутск, 2010), заслуженным ветераном СО АН СССР. Награжден медалями «За строительство Байкало-Амурской магистрали» (1983), «Ветеран труда», Золотой медалью ВДНХ СССР (1980), почетной грамотой ИЗК СО РАН (2008). Более 20 лет В.К. Лапердин представлял Сибирь и Дальний Восток во Всесоюзной селевой комиссии. За заслуги в области селеведения он был награжден высшей наградой Селевой ассоциации – медалью имени Флейшмана (2016).*

*Приносим глубокие соболезнования родным и близким В.К. Лапердина.*



## **Факторы формирования селей Байкальской рифтовой зоны и проблема защиты автотуристического кластера «Тункинская долина»**

**А.М. Лехатинов, Э.Б. Лехатинова**

*МО «Аршан», Аршан, Бурятия, Россия, leham29@mail.ru*

Рассмотрены особенности развития селей в Байкальской рифтовой зоне в пространстве и во времени в зависимости от строения рельефа и коренных пород. Впервые выявлена причинно-следственная связь интенсивности проявления селей на палеоползневом склоне оз. Байкал. Рекомендованы первоочередные мероприятия по защите автотуристического кластера «Тункинская долина» (п. Аршан) от воздействия селей.

*сель, поток, рельеф, осадки, отложения, очаг, защита*

## **Factors of forming mudflows Baikal rift zone and the protection cluster avtoturistic «Tunka Valley»**

**Lekhatinov A.M., Lekhatinova E.B.**

*MO «Arshan», Arshan, Buryatia, Russia, leham29@mail.ru*

The peculiarities of development of mudflows in the Baikal rift zone in space and time, depending on the structure of relief and bedrock. First identified causal relationship intensity of mudflows on slopes of paleolandslide oz. Baikal. Recommended priority activities for the protection of the avtoturistic cluster "Tunka Valley" (p. Arshan) from the effects of floods.

*mudflow, stream, topography, precipitation, sediments, hearth, protection*

На российской части Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) селевые процессы наиболее широко распространены на высоких и средних горах, окаймляющих оз. Байкал, Тункинскую, Баргузинскую, Муйскую и другие впадины байкальского типа. По наибольшей плотности распространения (пораженности поверхности) селеносных водотоков и распадков, выделяются хребты: Тункинский, Баргузинский, Байкальский, Верхнеангарский и Кодар, а меньшей - Хамар-Дабан, Северо- и Южномуйские и Становой. К особенностям условий проявления селей относятся, прежде всего, широкое распространение многолетней мерзлоты и таежной растительности, а также высокий фон сейсмичности (7-9 и более баллов), пожары и очень высокая техногенная нагрузка на лес и горы.

В рифтовой зоне Сибири селевые районы теснее связаны с альпинотипными, гольцово-тундровыми хребтами, абсолютная высота которых понижается от Восточных Саян (г. Мунку-Сардык, 3491 м) в сторону Станового нагорья (Кодар, 2999 м). На хребтах, расположенных в прибрежной зоне оз. Байкал, где ледниковые формы рельефа (карлинги, кары, трюги) локально распространены, развитие селей протекает в v-образных долинах за счет дождей (хр. Байкальский (2608 м) и Баргузинский (2840 м)). В ледниково-тектонических отрицательных морфоструктурах интенсивнее накапливаются



запасы влаги в виде снега к сезону теплых дождей, формируя главный очаг жидкой составляющей селей. Очаги формирования твердой составляющей селей широко развиты на подгольцовом склоне ниже верхней границы леса до вершины конуса выноса. В районах висячих трогов питание селей ледниковыми отложениями чаще происходит на их перегибах. Эрозионно-гравитационные очаги в крутых селеносных распадках с тальвегом крутизной 20-26 и более градусов, активнее развиваются в виде различных типов оползней на прогреваемых склонах. На конусах выноса селевой поток – водокаменный насыщается отложениями новых русел. На пологих 4-3 градуса поверхностях отлагаются каменный материал и обломки деревьев. Гравий, дрова, песок, супесь и глина оседают по периферийной поверхности конуса выноса области аккумуляции селей.

Ориентированность горных склонов по сторонам света играет существенную роль в развитии селевых процессов в условиях континентального климата. Склоны, обращенные на север, северо-восток относятся к «теневым» с неактивным проявлением склоново-русловых процессов, в том числе типичных селей и лавин. Преобладают селеподобные паводки, и реже сходят водокаменные с корчагами потоки. Как исключение следует рассматривать один единственный участок во всем бассейне оз. Байкал, где исключительно активно проявляются мощные сели – это Байкальский склон Хамар-Дабана.

На север-северо-восточном (теневом) склоне Хамар-Дабана палеоползневые и сейсмотектоническими процессами сформирована крупнейшая морфоструктура площадью более 4000 кв. км<sup>2</sup>. Она открыта на встречу осадконесущим ветрам и выражена в рельефе в виде огромного амфитеатра между реками Мишиха - Похабиха, пер. Бархе-Даба (2897 м) и оз. Байкал (456 м). В оползневой морфоструктуре более активно формируются сели в нарушенных породах без многолетней мерзлоты, в прибортовых распадках и других руслах древних цирков (Похабиха, Утулик, Солзан и т.д.). Подвижки крупных оползневых блоков по глубоким поверхностям скольжения, вызывают землетрясения различной балльности. Активность сейсмических процессов ослабляет устойчивость пород в очагах селеформирования древнего оползневого рельефа.

Грандиозные палеоползны сдвинули в озеро неогеновые отложения на участке протяженностью более 120 км. Подводные оползневые блоки, валы выдавливания и другие формы гравитационного рельефа почти полностью выравнены селевыми выносами, горным аллювием и образовали террасы, ширина которых увеличивается в районах впадения водотоков, особенно селеносных на юге Байкала. Повсеместные сбросы селевой массы происходили исключительно интенсивно в периоды таяния каровых ледников и долинных фирновых снегов. Обширный палеоползневой склон, сформировался на фоне активной «перестройки» сбросовых и сдвиговых структур, главным образом в плиоцене и раннем плейстоцене. Он впервые нами выделен на карте масштаба 1:1000 000 (рис. 1).

Геологические факторы: блоковая и разрывная тектоника, активность вертикальных и горизонтальных смещений, сильные землетрясения, состав, свойства и состояние пород, интенсивность проявления склоновых, русловых и криогенных процессов – все они являются основой развития различных видов твердой составляющей селей. Вертикальные движения изменяют базисы эрозии (местный) и денудации, от положения которых зависит тенденция развития экзогенных процессов, в том числе и селевых. К уникальным особенностям геологических условий селеформирования в бассейне Байкала, по нашим наблюдениям, относятся исключительная древность пород архея, протерезоя и палеозоя. В метаморфических и интрузивных образованиях формируются рыхлые отложения, питающие водный поток твердым материалом. Палеозойские граниты, особенно крупнозернистые, наиболее сильно подверженные дезинтеграции, при движении в потоке легко распадаются и усиливают подвижность селевой массы. Гнейсы поставляют в поток глыбы и крупную щебень с супесчано-суглинистым заполнителем. Песчаники, аргилиты, алевролиты и другие осадочные



породы менее распространены в селевых бассейнах Прибайкалья и их роль в развитии водокаменных потоков незначительна.

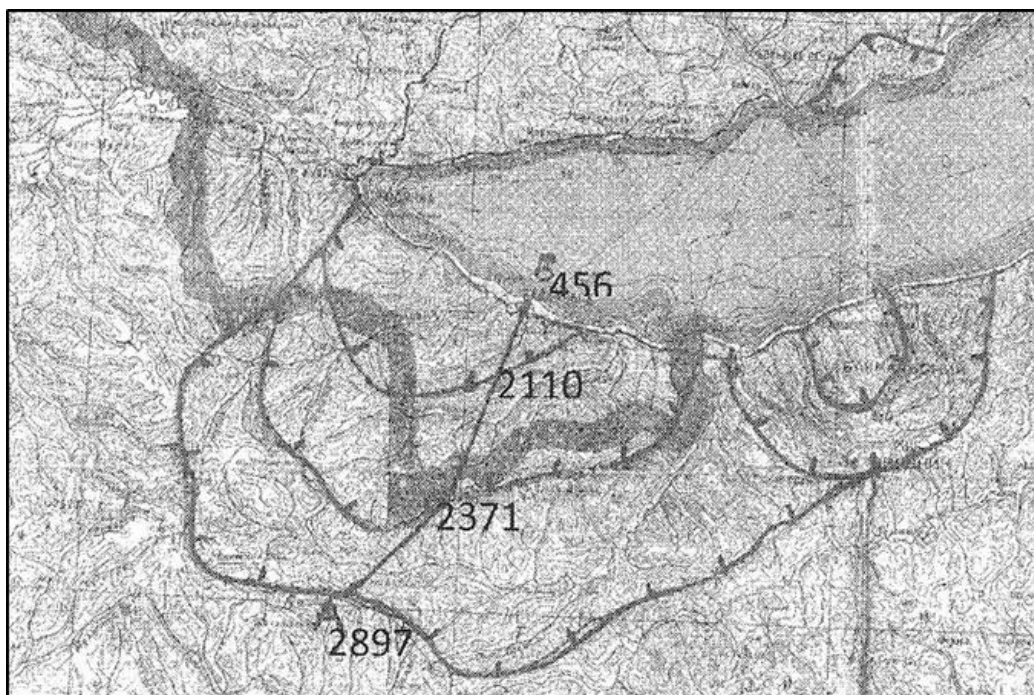


Рис. 1. Карта-схема Хамардабанской палеоэрозионной морфоструктуры, как области активного развития селей на «теновом» склоне южной котловины оз. Байкал. Составил А.М. Лехатинов, 2014 г.

Интенсивность криогенного (физического) выветривания существенно зависит от тектонической и экзогенной трещиноватости пород. В местах повышенной трещиноватости накапливаются подвижные обвально-осыпные продукты питания водных потоков. В зонах растяжения трещинное водопроявление увеличивает талость пород и их русловую разрушаемость и размываемость. Мощность деятельного слоя колеблется от 1,5 до 2,0 м и зависит от мощности снежного покрова, которая имеет существенное отличие, например, в Култуке от Новоснежной. Оттаивание сезонной мерзлоты на склонах южной экспозиции начинается в марте-апреле, а на склонах северной экспозиции (теновой) с середины мая. Но даже к концу июня величина протаявшего слоя грунта на склонах южной экспозиции достигает лишь 0,1-0,5 м, а наиболее интенсивное оттаивание грунтов происходит в июле-августе, в сезон дождей. Геолого-геоморфологические факторы – это главные в развитии селевых потоков, плотность которых тесно связана с составом и состоянием твердого материала.

Климатические факторы: резко континентальный климат с большим набором циркуляционных механизмов погоды, в горно-таежных условиях обуславливает пространственную разнотипность селей. Водоснежные и водокаменные сели шире распространены на северной половине БРЗ, а грязекаменные – на западной ветви (хр. Тункинский, Китойский), где сезон интенсивных дождей совпадает с поздним снеготаянием. Теплые ливни усиливают проявление склоновых селей и селеподобных овражных выносов. Повсеместная активизация селей характерна при прохождении глубоких циклонов с затяжными дождями и ливнями. Наиболее селеопасный период наступает в Восточной Сибири при проникновении Тихоокеанских (южных) циклонов. Известно, что водная составляющая является главной в формировании селевых потоков. На примере Хамардабанской селеопасной территории, где причины развития процесса достаточно глубоко изучены, выявлены основные закономерности климатических факторов. Так, например, по многолетним наблюдениям гидрометеослужбы



среднегодовая температура воздуха в районе колеблется: (-)1°C (Слюдянка), (-)1,7°C (Хамар-Дабан), (-)0,8°C (Выдрино), (-)0,7°C (Танхой), [Лапердин, 2016].

Амплитуда годовых колебаний температуры воздуха составляет: по метеостанции «Слюдянка» - 66°C, «Хамар-Дабан» - 69°C, «Выдрино» - 73°C, «Танхой» - 72°C. Безморозный период в среднем составляет 130 суток. Первые заморозки в прибрежной зоне наблюдаются в середине сентября, в горах – в первой половине августа. Последние заморозки по метеостанции «Слюдянка» наблюдаются в конце мая – начале июня, по – «Хамар-Дабан» – в конце июня», что отражается на роли деятельного слоя в селеобразовании.

На водоразделах с наступлением первых заморозков температура почвенного слоя ночью опускается ниже 0°C до (-)15°C, днём почва и грунт прогреваются до +10°C и выше. Число случаев перехода температуры почвы через 0°C на высотах 1000-1500 м колеблется в пределах 130-150 раз в год, что является одним из ведущих факторов морозного выветривания.

Среди гидрометеорологических селеобразующих факторов доминирующее значение имеет атмосферные осадки. Доля жидких осадков в год составляет 70% и выше. Так, во время затяжных дождей августа 1934 г. сумма осадков составила 133 мм (Слюдянка), 291 мм (Выдрино), 234 мм (Танхой) и 457 (Хамар-Дабан). Эти осадки обусловили проявление селей почти на всех водотоках Хамардабанского древнего оползневого склона.

Биологические факторы: растительность и её видовой состав, состояние и свойство, а также хозяйственная деятельность в горной местности усиливает активность селепроявления. Зрелость и полнота леса, особенно смешанного, лучше сдерживает сток талых и дождевых вод. Оголение селевого бассейна от лесной растительности усиливает активность склоновых и русловых процессов. В условиях горной тайги рубка и пожары способствуют увеличению мощности селей. Так, например, на южном склоне Тункинского хребта, где состояние лесной растительности нарушено пожарами и рубками, а также поляны сплошной рубки на подгорной поверхности конусов выноса - все они образовали условия схода разрушительных селей 28 июня 2014 г. В район п. Аршан были вынесены камни, ранее невиданных размеров. Обследование прилегающей территории предгорного шлейфа показало, что подобной величины форм камней практически нет. Из этого следует, что сели можно отнести к категории грандиозных. На аршанском склоне Тункинского хребта селевые потоки сформировались одновременно в 5 распадках и на водотоке Хайримта с очагами в каменных россыпях и ледниковых отложениях на перегибе склонов висячих долин (Шихтолайка, Артемьева и т.д.). Мощный внутриморенный поток талых и дождевых вод, произвел выброс пород морены ниже ригеля, который подрезал курумно-рассыпной склон V-образной долины Шихтолайки. Сформировался лавоподобный грязекаменный поток по крутому (28-200) руслу накрыл вырубленную подгорную поверхность крутизной 8-50. Структурные сели высокой плотности принесли в поселок глыбы и блоки пород, как бы на плаву.

Один из самых крупных камней объемом до 5 м<sup>3</sup> на «плечах» селя переместился почти на 4 км и отложился у гостиницы «Сагаан-даля», превратившись в памятник природы и объект туризма. Однако национальный парк необдуманно перевёз камень из п. Аршан в с. Кырен на 70 км дальше от селевого бассейна для придания новому зданию учреждения «особого имиджа» (рис. 2.).

Уничтожен природный репер исторического селя и местоположение его «головы», показатель мощности стихии, повторяющейся один раз в тысячелетнем цикле активности Солнца. Ликвидирован познавательный, туристический, экологический и научный объект селеведения России. Предстоит всем селевикам решить вопрос о возврате камня на прежнее место, превратив его в символ «Силы селя» России.

Селевые потоки района автортуристического кластера «Тункинская долина» нанесли миллиардные материальные, социальные и экологические убытки, негативно отразились на имидже уникальности рекреационно-оздоровительных, туристических ресурсов. Предстоит срочно восстановить привлекательность зоны отдыха, лечения, туризма и альпинизма. Для достижения этой цели, необходимо: а) перевод лесов



селеактивных бассейнов в категорию защитных, строгий запрет любых рубок и поджогов, б) построить селепропускные сооружения в верхней и средней частях конусов выноса р.р. Первая и Вторая Шихтолайка (каналы, селеспуски); направляющие и ограждающие дамбы в устьях безымянных распадков западнее Первой Шихтолайки до р. Кынгарга, в) на р. Кынгарга в районе п. Аршан соорудить направляющие и отражающие дамбы.



Рис. 2. Село Кырен. Камень разрушительных селей в п. Аршан (28.06.2014 г.), самовольно перевезен на другое место к зданию нацпарка «Тункинский», уничтожен памятник природы - варварское отношение к объекту науки, туризма и реперу силы тысячелетней стихии.

### Список литературы

Лапердин В.К., Леви К.Г., Имаев В.С., Молочный В.Г. и др. (2016). Опасные геологические процессы в юго-западном Прибайкалье. Отв. ред. Скляров Е.В. Иркутск: ИЗК СО РАН, 199 с.



## Природные индикаторы распространения и активности проявления селей

**А.М. Лехатинов**

*МО «Тункинский район», Кырен, Бурятия, Россия, leham29@mail.ru*

История проявления селей на слабо- и неизученных горно-лесных территориях восстанавливается с помощью использования фитоиндикационной методики с разработкой и усовершенствованием дендрохронологического метода.

*селевые процессы, временной ряд, деревья, прогноз*

## Natural distribution and activity indicators manifestations of mudflow

**Lekhatinov A.M.**

*MO "Tunkinsky district", Kyren, Buryatia, Russia, leham29@mail.ru*

History of manifestations of mudflows on the weak and unexplored mountain-forest territories restored by using phytoindication technique development and improvement of dendrochronological method.

*mudflow processes, time series, trees, forecast*

В условиях горной тайги Сибири и Дальнего Востока оценка селеопасности проводится на основе фактических и косвенных данных. Косвенные сведения - опрос населения и изучение следов (признаков) селевой деятельности, позволяют выявить степень селеопасности водотоков и места схода склоновых селей. Слабоизученная или неизученная территория, из-за не населенности и хозяйственной не освоенности, сильно затрудняет сбор информации о параметрах селей. Впервые в селеведении России (СССР) в середине XX века была начата разработка фитоиндикационной методики изучения селевого процесса по состоянию древесной растительности бассейна В.И. Турманиной, А.М. Лехатиновым, В.Ф. Перовым. Она широко использовалась в горно-таёжных областях, в том числе в зоне БАМ. Эффективность методики существенно повысится по мере её доработки применительно к условиям Кавказа, Карпат и других регионов, где преобладают лиственные леса. Основными признаками схода селей, отличающихся от лавинных, обвальных, оползневых, эрозионных и наледных являются: грязевая обмазка стволов деревьев на высоту селевого вала (2 - 4 и более м), травма коры, камбия, луба с «вбитыми» обломками пород (рис. 1).



а



б

Рис. 1. Прибайкалье, хр. Баргузинский: а - деформированное селями дерево с верхней границей грязевой обмазки; б – деревья, приваленные и поврежденные селявыми отложениями. Фото А.М. Лехатинова.

Водокаменные с крупными и средними валунами и глыбами наносят наиболее выраженные повреждения на стволах деревьев, а грязекаменные – замазывают и заваливают их остатки выносами и т.д. Лавины, в отличие от селей, образуя мусор, ломают деревья и сучья, срывают кору неравномерно без грязевой обмазки. Наледи влияют на радиальный прирост, «оставляют минеральные отложения (побелки)» на деревьях и кустарниках. Склоновая эрозия обнажает корневую шейку – и корни. Переход корневой древесины в столовую указывает на первый год воздействия эрозии (обнажения корня).

Наиболее точным методом изучения повторяемости (периодичности) схода мощных селей служит дендрохронологический, который позволяет восстанавливать временные ряды схода селей продолжительностью 500 и более лет. И составлять временной прогноз их активизации с учетом климатических и сейсмических факторов селеформирования [Лехатинов, 1967, 1976, 1988] и т.д.

На анализ отбираются образцы спилов деревьев, растущих в различных местах конуса выноса. Перед спиливанием визуально определяются деревья, наиболее сильно подверженные воздействию селей. Обычно сель часто меняет своё русло. Он, захватывая новые участки, с одной стороны, оставляет нетронутыми участки с ранее подверженными деревьями и кустарниками. Спиливаются деревья на конусе выноса по условному поперечному профилю, проходящему по наиболее характерной части его поверхности. Так как мощные сели на изгибах русел, в голове осередков, мелких островков и в зоне активной аккумуляции не всегда могут воздействовать на одни и те же деревья, оставляя последовательные следы воздействия: вмятины, царапины, сбитости и прочие повреждения.

В межселевое время селевые повреждения на деревьях частично или полностью залечиваются. На месте деформаций образуются раневые завитки из последующих годовичных колец или плотные линзообразные утолщения, а зачастую межкольцевые открытия поверхности. При периодических повреждениях стволов селем на них образуются завитковые уступы или последовательные «линзы» между кольцами. Начало каждого уступа или «линзы» соответствует году схода селя, также как переход нормальных годовичных колец к кренивым – асимметричным указывает время начала выпрямления приваленного дерева селявыми отложениями. Смена нормальных годовичных колец, измененных в виде эллипса, указывает на начало формирования кренивой древесины, что соответствует году выпрямления придавленного селем дерева (рис. 2).



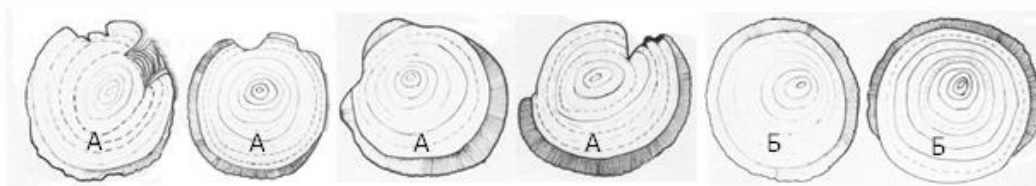


Рис. 2. Виды селевой деформации годовичных колец деревьев: А – травматическая, Б – креневая.

Для отбора образца спиливается наиболее поврежденное дерево и с него последовательно через каждые 10-15 см отбираются спилов, пригодные для анализа с документацией окружающей местности. Наиболее представительные (с максимальным числом повреждений) отбираются на лабораторный анализ. Для повышения достоверности берут 1-3 дублирующих образца с каждого дерева до высоты 1,5 – 2,0 м от поверхности. На спилах отмечается селевой участок, место, дата и высота отбора образца, а также высота расположения дерева над селевым руслом, азимуты направления потока и расположения повреждений, номер образца, порода дерева. Результаты полевого анализа спилов записывается в спецжурнал.

Абсолютный возраст устанавливается подсчетом колец от сердцевины спила в сторону неповрежденной коры. Время повреждения колец устанавливается из разности абсолютного возраста и возраста деформаций. Каждая последующая разность между ними – есть межселевой временной интервал, т.е. частота схода селей. Установив год произрастания дерева, последовательно устанавливаются года его повреждения селем. По раскладу годов повреждения строятся временные ряды. Корреляция полученных дат схода селей с режимом осадков того же времени по ближайшим метеостанциям, позволяет получить количественный показатель селеформирующих осадков.

Результаты изучения селей этим способом позволили восстановить пропуски в наблюдениях, продлить ряд схода селей Крыма и реконструировать временные ряды селевой деятельности на Западном Кавказе (р. Кодори, Бзыбь) и дать предварительный долгосрочный прогноз по отдельным селеактивным бассейнам.

В юго-восточном районе Горного Крыма активность (частота) селепроявления изучена слабо. Наиболее мощные сели (объем массы до 100 000 м<sup>3</sup>) регистрировались только в тех случаях, когда они наносили материальный ущерб. Однако селевые потоки на территории, где господствует субаридная денудация флишевых пород, формируются гораздо чаще. О чем свидетельствуют деформации на спилах, отобранных А.М. Лехатиновым и А.А. Клюкиным на отложениях водотоков восточнее Алушты. Анализ образцов спилов, взятых в разных местах бассейна реки Ускут (Ставлухар, Черный овраг и др.) дали возможность восстановить пропуски в наблюдениях за селями и расположить года последовательного схода селей по этим двум распадкам.

По черному оврагу с 1928 г. (максимальный возраст спила) по 1971 г. прошло 17 селей. Ранжированием годов временного ряда были получены межселевые интервалы, которые меньше интервалов схода селей более крупных водотоков, как, например, р. Ускут, Ворон и т.д. Черный овраг имеет малый водосбор с оголенными и крутыми – 25-300 бортами, где процесс селеформирования происходит при кратковременных, но интенсивных ливнях. В результате возникают локальные сели, которые затухают при выходе в русло Ставлухара.

Формирование селей на водотоках типа Ставлухар было прослежено по спилам, отобранным в Школьном овраге. По размеру Школьный овраг больше Черного оврага и может быть приравнен к Ставлухару. По оврагу с 1933 г. (возраст спила) по 1971 г. прошло 10 селей, которые оставили следы деформаций. Средний интервал в селеформировании достигает 2-3 года, минимальный – 1-2 года, максимальный 6-7 лет. Простое сопоставление дат схода селей двух оврагов показывает их сходимость в 9 случаях. В полученном ряду преобладает межселевой интервал в 3 и 4 года (44,5%), и меньше повторяется интервал в 6-7 лет (22%).



Анализ максимальных суточных и месячных осадков показывает, что формирование селей на крупных водотоках юго-восточного Крыма происходит при дождях, идущих несколько дней подряд и довольно часто во время проливных ливней. Максимум суточных ливневых осадков редко превышают 40-45 мм, суммарно составляя месячную норму – 100-160 мм. Как правило, эта сумма осадков выпадает за 3-5 дождливых дней. Локальные же сели, подобные селям Черного оврага чаще формируются при кратковременных, но очень интенсивных ливнях, превышающих 40 мм/сутки с интенсивностью более 2-3 мм/мин.

Вышеизложенные результаты позволили установить, что в районе юго-восточного Крыма сели повторяются: малой мощности – ежегодно или через год, средней мощности до 100 тыс. м<sup>3</sup> [Олиферов, 1963] через 3-4 года, мощные (способные наносить значительные деформации деревьям) – через 6-7 лет. Соблюдая межселевой временной интервал, были реконструированы прогнозные ряды схода селей значительной мощности. Например, соблюдая 2-3 летний межселевой интервал, продлен временной ряд проявления селей средней мощности на территории юго-восточного Крыма.

Предварительный временной ряд схода мощных селей установлен и для бассейна р. Кодори (Кавказ) по притокам Начвал, Малая Варла, Лата, где были проведены исследования всеми тремя способами дендрометода. По возрасту порослевых насаждений восстановлен возраст последних селей, а по изменению возрастной генерации лесных насаждений была произведена общая реконструкция наиболее длинного временного ряда активности селей максимальной мощности. Анализ приуроченности сбитостей к годичным кольцам позволил уточнить возможные ошибки допущенные выделением ареалов одновозрастных лесных насаждений.

Корреляция полученных дат схода селей с атмосферными осадками тех же лет, по данным ближайших метеостанций: Квезани, Лата, Сухуми дала возможность получить прямую зависимость селеформирования от количества суточных осадков. Так, повторяемость селей максимальной мощности в бассейне р. Начвал изменяется от 2 до 4 лет. Сели формируются при выпадении ливневых осадков от 106 мм (1951) до 244 мм (август, 1949) в сутки при интенсивности выше 3-4 мм/мин. прохождение катастрофического селя 1949 г. подтверждается очевидцами с Сакени. С 1924 г. (максимальный возраст отобранного спила ольхи) по р. Начвал прошло 16 селей катастрофической силы, а по р. М. Варла – 8. По полученной частоте схода селей и по количеству селеформирующих осадков построен с известной долей условности прогнозный ряд схода селей максимальной мощности по р. Начвал. Мощный сель 1972 г., прошедший после отбора образцов деревьев, подтвердил ожидаемую дату на основе анализа прогнозного ряда [Лехатинов, 1976].

Дендрохронологический метод в комплексе с инженерно-геологическими методами даёт возможность прогнозировать развитие селей во времени и в пространстве. Он, особенно, дает хороший результат при изучении закономерностей распространения и развития селей горно-таежных областей.

Выбираются по аэрофотоснимкам и аэровизуально эталонные селевые бассейны с целью выделения ареалов с разными по возрасту древесных образований, занимающих различные участки на селевом поле. Одновозрастные ареалы деревьев на фотоснимках дешифрируются по изменению световой тональности изображения. Более молодые лесные насаждения, имеющие светлозеленую листву, передают более светлые тона, старые темнозеленые насаждения – темные тона и т.д.

На свежих селевых отложениях вторичный лес (ольха, тополь, осина, береза и др.) появляется в тот же год или через год после селя. Возраст отложений можно датировать и по максимальному возрасту отдельного дерева ареала. Под ареалом-индикатором нами понимается заросли, в которых преобладают одновозрастные породы древесной растительности на «островке» селевых отложений в области аккумуляции.

Разность в возрасте наиболее крупных деревьев из-за неточности отбора может колебаться от 2-3 лет – для молодого, и до 5-10 лет – для спелого леса. Поэтому возраст селевых отложений устанавливается по максимальному возрасту анализируемых деревьев.



В качестве обязательного элемента наземных обследований входит уточнение ареалов распространения одновозрастных видов деревьев и кустарников. Производится корректировка схем, карт предварительного дешифрирования на месте. По наиболее сложным и интересным участкам селевого конуса составляется абрис с нанесением возраста растительности. Визуально определяется характер залегания пород в селевых грядах каждого возрастного ареала, их состав, степень выветрелости, задернованности и т.д. Отбираются пробы грунтов на определение физико-механических свойств и петрографо-минералогического состава с целью установления активности участия селевых очагов в формировании селей в разное время, что может быть достигнуто в результате корреляции состава селевых отложений с породами очагов.

Нами был получен удовлетворительный результат при исследовании селей Кавказа (р. Начвал, Красная речка – притоки р. Кодори, Грязная речка – приток р. Баул и т.д.). Так была составлена возрастная карта селевых отложений конуса выноса за последние 150 и более лет. Было выделено 12 наиболее представительных участков селевых отложений разного возраста, соответствующего возрасту лесных и порослевых ареалов насаждений. Более детальное дешифрирование возраста селевых отложений участков было произведено вторым и третьим способами. Для датирования прохождения селей за последние 15-20 лет изучается пнёвая и корневая поросли, которые появляются в год прохождения селей и редко через год. Поросли позволяют получить информацию с точностью до 1 года. Можно уточнять предварительные временные ряды, полученные другими методами или наблюдениями. Так В.Ф. Перов в Хибинах по порослевым насаждениям нескольких генераций установил возраст селей 7 бассейнов с 1920 г. по 1964 г. [Перов и др., 1968]. Нами метод был использован при изучении селевых бассейнов хр. Баргузинский (Прибайкалье) и получен удовлетворительный результат – межселевой интервал в 15-20 лет. Возрастной анализ поросли позволяет выявить пути миграции селевого русла и построить короткий временной ряд схода селей. Межселевой интервал, получаемый анализом временного ряда, позволяет выявить связь селепроявления с климатической цикличностью и солнечной активностью.

Прогрессивная фитоиндикационная методика изучения селевых процессов, особенно для выявления пространственных и временных закономерностей их развития на слабо – или неизученных территориях, должна совершенствоваться для составления надежных прогнозов активизации схода селей.

### Список литературы

- Лехатинов А.М. (1967). Дендрологический метод установления времени и периодичности прохождения селевых потоков. Вестник МГУ. Серия география. 2: 140-142.
- Лехатинов А.М., Шеко А.И. и др. (1976). Современные геологические процессы на Черноморском побережье СССР. М., Недра, 184 с.
- Лехатинов А.М., Шеко А.И. и др. (1988). Геология зоны БАМ. Т.2. Ленинград, Недра, 448 с.
- Олиферов А.Н. (1963). Борьба с эрозией и селевыми паводками в Крыму. Симферополь. Крымиздат, 92 с.
- Перов В.Ф., Турманина В.И., Акифьева К.В. (1968). Индикация частоты схода лавин и селей методом дендрохронологии. Материалы Всесоюзного совещания научной конференции по вопросам дендрохронологии и дендроклиматологии (7–8 июня 1968 г.), Вильнюс, 49–51.



## Горные экосистемы вулкана Жупановский (полуостров Камчатка, Россия) и их трансформация под влиянием извержений 2013-2017 гг.

М.А. Макарова<sup>1</sup>, В.Г. Дирксен<sup>2,3</sup>, Н.А. Владимирова<sup>4</sup>, О.В. Дирксен<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Ботанический институт им. В. Л. Комарова РАН, Санкт-Петербург,  
MMakarova@binran.ru

<sup>2</sup>Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский,  
dirksenvg@kscnet.ru

<sup>3</sup>Камчатский филиал Тихоокеанского института географии ДВО РАН,  
Петропавловск-Камчатский

<sup>4</sup>Государственный природный заповедник «Денежкин Камень», Североуральск,  
nadiopt@gmail.com

Вулкан Жупановский, Восточная вулканическая зона Камчатки, представляет собой вулканический хребет из 4 слившихся конусов. Самый молодой из них, конус Приемыш, образовался в позднем голоцене. В историческое время он извергался 6 раз, и последний – в 1956-1957 гг. Последняя активизация началась в 2013 г. и продлилась до 2017 г. В 2015 г. очередной взрыв и сейсмическая активность вызвали масштабное обрушение кратера, которое изменило облик вулкана. Обвальные отложения покрыли значительную часть склона вулкана, а грязекаменные потоки (лахары), возникшие при прохождении обвала по долинам ручьев, распространились на расстояние до 10 км. В 2006 г. были получены геоботанические данные, характеризующие основные высотные пояса растительности в диапа зоне 630-2500 м над у.м. По данным дешифрирования космоснимков до начала извержения и после него, удалось оценить степень и характер трансформации горных экосистем под влиянием вулканизма и сопутствующих процессов, в зоне максимального поражения площадью более 20 км<sup>2</sup>.

*Камчатка, вулкан Жупановский, растительность, извержение, лахар*

## Mountain ecosystems of Zhupanovsky Volcano (Kamchatka Peninsula, Russia) and their transformation under the influence of eruptions in 2013-2017

M.A. Makarova<sup>1</sup>, V.G. Dirksen<sup>2,3</sup>, N.A. Vladimirova<sup>4</sup>, O.V. Dirksen<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Komarov Botanical Institute of Russian Academy of Sciences, St.-Petersburg,  
MMakarova@binran.ru

<sup>2</sup>Institute of Volcanology and Seismology of Far Eastern Branch of Russian Academy of Sciences, Petropavlovsk-Kamchatsky, dirksenvg@kscnet.ru

<sup>3</sup>Kamchatka filial of the Pacific Geographical Institute of the Far Eastern Branch of Russian Academy of Sciences, Petropavlovsk-Kamchatsky

<sup>4</sup>Russian Federal nature reserve "Denezhkin Kamen", Severouralsk,  
nadiopt@gmail.com



Zhupanovsky volcano is situated at southern part of the Eastern Volcanic Zone, Kamchatka. It is a volcanic ridge formed by four coalesced volcanic cones. The youngest cone Priemysch erupted first at the Late Holocene. Six historical eruptions were weak, the latest one occurred in 1956-1957. Recent volcanic activity represented by several eruptions in the Priemysch crater started in 2013 and prolonged to 2017. In 2015, recurrent eruption accompanied by seismic activity led to a large-scale collapse of the cone and thus changed the volcano edifice drastically. Landslide deposits covered a significant part of volcano slope. Since landslide passed through river valleys, some mud flows (lahars) appeared and travelled as far as 10 km from the cone. In 2006, we carried out field work on south-western slope of the volcano and obtained new data on volcanology, tephrochronology and botany. Botanical descriptions represent a sequence of mountain vegetation belts at elevation of 630-2500 m a.s.l.: mountain tundra, subalpine shrubs with dwarf pine and shrub alder, stone birch forest. Based on satellite images before and after the eruption, we evaluated an affect of mountain ecosystems and their transformation under influence of the eruption and subsequent processes within the area of maximal disturbance ~20 km<sup>2</sup>. Also, some sites ~5 km south-west from this area were damaged indirectly by subsequent re-deposition of mud flow sediments within river valleys.

*Kamchatka, Zhupanovsky volcano, vegetation, volcanic eruption, lahar*

## Введение

Изучение исторических и новейших вулканических извержений и их последствий является необходимой основой для разработок моделей и принципов устойчивого развития территорий эндогенной активности. Вулканические извержения и сопутствующие им процессы не только кардинально перестраивают структуру экосистем в непосредственной близости от вулканических центров, но и во многом определяют устойчивость и направленность развития геоконплексов на значительном удалении [Дирксен, Дирксен, 2004].

Оценкой экологических последствий извержений вулканов на Камчатке занимались многие исследователи [Манько, Сидельников, 1989; Grishin et al., 1996; Дирксен, Дирксен, 2007; Korablev, Neshataeva, 2016]. При этом Жупановский, один из действующих вулканов, оставался практически неизученным. В результате комплексных полевых работ на вулкане в 2005-2008 гг. был получен массив геолого-геоморфологических, тephрохронологических и геоботанических данных. Часть материалов была опубликована [Базанова и др., 2009; Макарова, Дирксен, 2012]. Новый исследовательский интерес к вулкану возник в связи с возобновлением его эруптивной деятельности в 2013-2017 гг. [Самойленко и др., 2014; Горбач и др., 2015]. В настоящей работе представлены данные геоботанических исследований 2006 г., полученные до начала извержения, и результаты обработки данных дистанционных методов за 2015-2017 гг. Анализ этих материалов позволяет оценить степень и характер трансформации экосистем под влиянием вулканической активности и сопутствующих процессов.

## Материалы и методы

Геоботанические исследования проводились по высотным профилям в диапазоне высот 630-2500 м над у. м., и маршрутным методом. Геоботанические описания выполнялись на пробных площадях 400 м<sup>2</sup> с GPS-привязкой, по стандартной методике [Методы..., 2002]. Они сопровождалась сбором гербарного материала, характеристикой ландшафтов и описанием разрезов почвенно-пирокластических чехлов. Собранные виды мхов и лишайников определены специалистами БИН РАН, Санкт-Петербург. Идентификация видов высших сосудистых растений подтверждена специалистами КФ ТИГ ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский. Всего выполнено 93 описания. По результатам обработки массива данных разработана типология растительности.



Применялись эколого-фитоценотические приемы построения легенды к карте. Создана карта растительности части юго-западного макросклона вулкана Жупановский в масштабе 1:50000, площадью 115 км<sup>2</sup>, с использованием программы ARCGIS. Для создания карты использованы топографические карты (М. 1:100000) и космические снимки Landsat-7 за 2006 г.

На основе дешифрирования серий космоснимков Landsat-8 и Sentinel-2 за 2015-2017 гг., зафиксированы изменения ландшафтов в результате последних извержений вулкана Жупановский. Проведено пересечение векторных слоев карты растительности 2006 г. и схемы выявленных изменений ландшафтов за период 2015-2017 гг., что позволило провести расчеты площадей поражения конкретных геокомплексов в результате эруптивной активности и инициированных ею процессов.

### Объект исследования

Вулкан Жупановский (53°35' с. ш., 159°18' в. д.) входит в состав Дзедзур-Жупановской группы и располагается в южной части Восточного вулканического пояса, в ~70 км к северу от г. Петропавловск-Камчатский. Он представляет собой вулканический хребет из четырех слившихся конусов. Три из них образовались в позднем плейстоцене, а четвертый, конус Приемьш (2884 м над у.м.), начал свое формирование в позднем голоцене, около 350014С л.н., серией эффузивных извержений [Базанова и др., 2009]. В историческое время здесь произошло шесть слабых извержений, и последнее из них – в 1956-1957 гг. В октябре 2013 г. начался новый этап активизации, который продлился до 2017 г. в виде отдельных взрывов в кратере конуса Приемьш. 12 июля 2015 г. произошло событие, значительно изменившее облик вулкана: очередной взрыв, сопровождавшийся сейсмической активностью, вызвал масштабное обрушение юго-восточного сектора кратера. Обвальные отложения покрыли значительную часть южного подножия вулкана, а грязекаменные потоки (далее лахары), возникшие при прохождении обвала по долинам ручьев, распространились на расстояние до 10 км.

Вулкан Жупановский – это сложная лавово-пирокластическая постройка с многочисленными побочными эруптивными центрами, лавовыми потоками различного возраста. Постройка отличается сохранностью первичных форм и слабой изрезанностью барранкосами. Вершины конусов покрыты ледниками, спускающимися по склонам языками до 6 км длиной и образующими серии разновозрастных морен. Верхние части долин заполнены многолетними снежниками, которые тают в течение всего лета и питают многочисленные речки и ручьи. Несмотря на близость к городу, район вулкана труднодоступен и мало изучен.

Сведения о растительности района до настоящего времени также практически отсутствовали. Собранный нами фактический материал, охватывающий весь спектр высотных растительных поясов, позволяет восполнить существующий пробел в данных.

### Результаты и их обсуждение

Растительный покров района имеет мозаичную структуру, в зависимости от характера подстилающих пород и возраста форм рельефа. Его вертикальная структура представляет собой типичную для Восточного побережья полуострова последовательность высотных поясов. Характерной особенностью является отсутствие четких границ между поясами и их взаимопроникновение, с образованием протяженных экотонov. В 2006 г., в диапазоне высот 630-2500 м, снизу вверх были выделены основные типы и группы сообществ (Рис. 1).

Каменноберезовые леса (*Betula ermanii*) на высотах 630-910 м представляют собой верхнюю часть каменноберезового пояса, спускающегося вплоть до океанического побережья. Здесь они занимают хорошо дренируемые участки: моренные террасы, склоны и гребни старых лавовых потоков. Леса имеют парковый облик, они представлены кустарниковыми вейниково-майниковыми сообществами. Среди кустарников под пологом леса преобладают кедровый стланик (*Pinus pumila*), ольховник



(*Alnus fruticosa*), встречаются *Spiraea beauverdiana*, *Sorbus sambucifolia*, *Lonicera caerulea*. На высотах 630-660 м среди лесных участков обычны фрагменты гераниево-вейниковых лугов.

Выше располагается пояс стланиковых кустарников, образованный сообществами кедрового стланика и ольховника. В целом, ольховники занимают нижнюю часть пояса (~650-1000 м), а кедровые стланики – верхнюю его часть (~940-1250 м). Однако фактически обе формации образуют сложную мозаичную структуру внутри пояса стлаников и проникают в соседние пояса, в зависимости от характеристик экотопов. Ольховники предпочитают более влажные участки и вогнутые формы рельефа; они занимают поймы водотоков, пролювиальные шлейфы и конусы выноса. Ольховники (преимущественно, вейниковые) достигают высоты 4,5 м, под пологом развит ярус низкорослых кустарников из *Spiraea beauverdiana*, *Sorbus sambucifolia*. Кедровые стланики предпочитают хорошо дренированные, выпуклые участки; они заселяют гребни старых лавовых потоков и вершины шлаковых конусов. Высота кустарника варьирует в широком диапазоне от 0,8 до 2,5 м, в зависимости от высоты снежного покрова. Характерной чертой является высокая сомкнутость кедрового стланика, хорошо развитый под его пологом кустарниковый ярус (*Spiraea beauverdiana*, *Rhododendron aureum*) и слабо развитый травяной ярус. По выходам коренных пород в сообществах встречается *Rhododendron camtschaticum*.

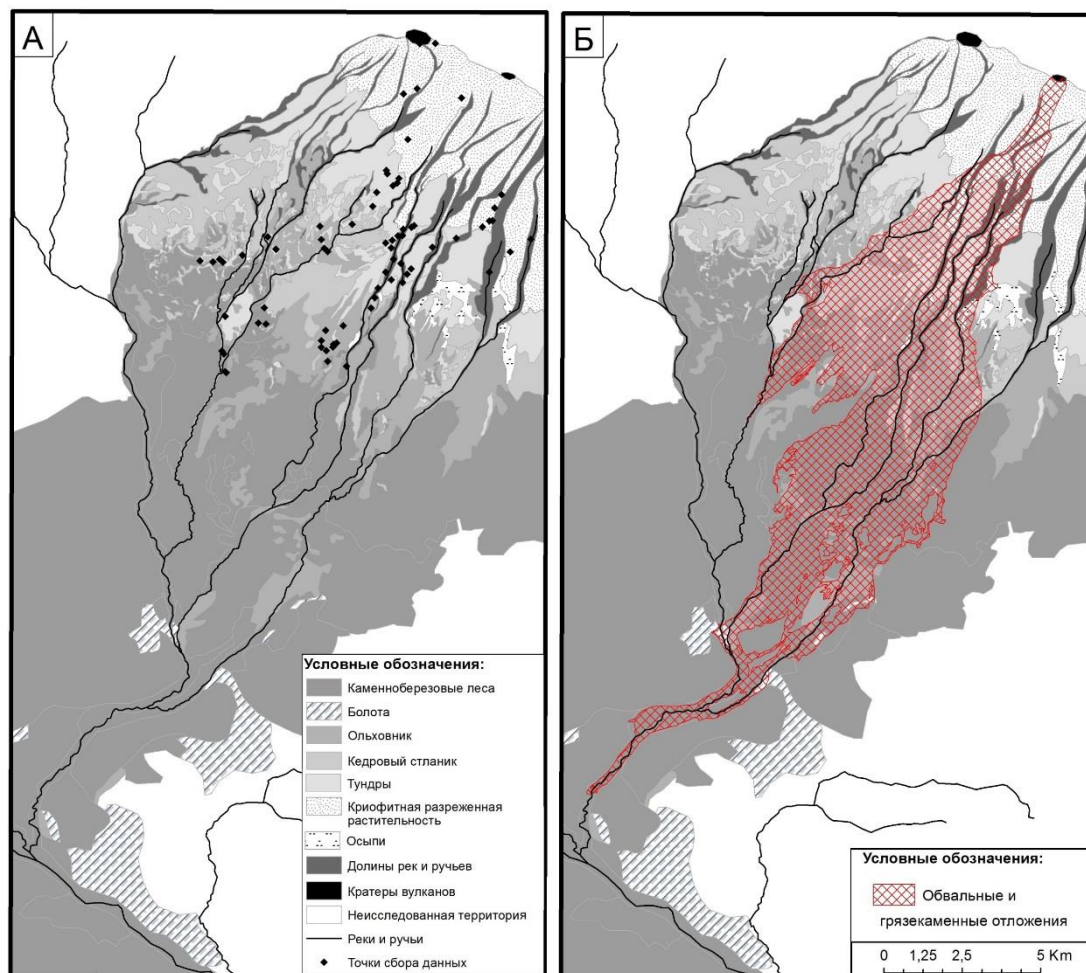


Рис. 1. А - Карта растительности 2006 г.; Б – Карта зоны выявленных изменений растительности и ландшафтов за период 2015-2017 гг.



Тундровый пояс формируется на высоте 1200-1500 м, однако фрагменты тундр встречаются с высоты 820 м. Самое низкое положение занимают рододендровые тундры с *Rhododendron aureum* (820-850 м); они встречаются фрагментарно на участках, где долго задерживается снег. На высотах 950-1100 м, на склонах лавовых потоков отмечаются голубичные тундры. Доминирует *Vaccinium uliginosum*, сопутствующие виды *Vaccinium vitis-idaea*, *Salix reticulata*, *Arctous alpina*, *Ledum decumbens*. Шикшевые тундры (*Empetrum sibiricum*) отмечены на высоте 940-1150 м на пролювиальных шлейфах, в том числе на молодых поверхностях с высокой щебнистостью. В сообществах обычны кустарнички *Vaccinium uliginosum*, *Vaccinium vitis-idaea*, *Loiseleurea procumbens*, *Cassiope lycopodioides*. На высотах 1190-1540 м, по гребням и склонам лавовых потоков и щебнистым поверхностям конусов выноса, широко распространены ивково-лэйзелериево-диапензиевые тундры. В сообществах доминируют кустарнички *Diapensia obovata*, *Loiseleurea procumbens*, стелющиеся виды ив *Salix chamissonis*, *S. reticulata*. Филлодоциевые (*Phyllodoce caerulea*) тундры встречаются с высоты 1200 м, но наиболее распространены на высотах 1430-1520 м и приурочены к дренированным плоским, вогнутым формам рельефа, к местам, где задерживается снег.

Разреженная криофитная растительность представлена группировками видов на высоте от 1500 до 2400 м. На осыпях и шлаковых полях несформированные группировки образуют *Pennellianthus frutescens*, *Polytrichum piliferum*, *Polytrichastrum sphaerothecium*. На высотах 1500-1700 м единично встречаются *Saxifraga merkii*, *Pennellianthus frutescens*, *Ermania parryoides* и кустарнички *Phyllodoce caerulea*, *Diapensia obovata*. На высотах 1700-2400 м небольшие пятна образуют мхи *Mielichhoferia mielichhoferiana*, *Arctoa fulvella* и лишайники *Arthonia delicata*, *Stereocaulon symphycheilum*. На высотах 2400-2500 м изредка встречаются мхи *Andreaea rupestris* var. *papillosa*, *Polytrichastrum sexangulare*, лишайники *Pseudephebe pubescens*, *Umbilicaria kracheninikovii*.

В ходе извержения конуса Приеммыш в 2013-2017 гг., и, прежде всего, в результате обрушения юго-восточной стенки его кратера в 2015 г., горные экосистемы района исследований были в значительной степени нарушены (Рис. 1). На космоснимках 2015-2017 гг. четко выделяется поле обвалных отложений, которое узкой полосой тянется от кратера, а затем расширяется на уровне перегиба макросклона от крутого к более пологому. Основное тело обвала окружено эрозионными потоками, которые, ниже по склону, переходят в лахары. Распространение лахаров по долинам водотоков произошло сразу после обвала в 2015 г. и составило около 10 км. В последующие два года происходило переотложение материала лахаров далее вниз по долине ручья Быстренький, на расстояние до 5 км, до его слияния с р. Левая Налычева.

При совмещении карты растительности 2006 г. и схемы распространения обвалных отложений и лахаров по космоснимкам 2015-2017 гг., выявлены: общая площадь поражения экосистем (26 км<sup>2</sup>), площади поражения конкретных геокомплексов в районе исследований (Табл. 1). Однако характер поражения геокомплексов и их дальнейшая динамика по данным дешифрирования не очевидны.

Таблица 1. Утраченные формации и экотопы в результате извержения 2015 г.

Утраченные формации и экотопы	Площадь, га	Доля, %
Каменноберезовые леса	1164,5	44,7
Болота	23,8	0,9
Ольховник	580,2	22,3
Кедровый стланик	241,9	9,3
Тундры	260,8	10,0
Криофитные разреженные сообщества	143,6	5,5
Долины рек	189,1	7,3
Осыпи	16,7	0,6
Общая площадь поражения экосистем	2605,5	100





В вулканических районах эруптивная деятельность и сопутствующие ей явления выступают одними из главных факторов динамики экосистем. Растительные сообщества таких районов постоянно находятся на той или иной стадии сукцессионного процесса. Скорость и направленность восстановления растительности после вулканического извержения зависит от его типа и мощности [Манько и Сидельников, 1989], а также от характера воздействия конкретного агента вулканического поражения [Дирксен и Дирксен, 2004, 2007]. Среди них можно выделить несколько основных: тефра, лавовые потоки, пирокластические потоки, лахары и обломочные лавины. За исключением тефры, все они приводят практически к полному разрушению экосистем. Площадь воздействия лавовых и пирокластических потоков чаще всего ограничивается пределами вулканической постройки, что позволяет рассматривать эти агенты в качестве локальных. Влияние лахаров распространяется на более обширные территории. В гумидных высокогорных районах (к которым относится и Камчатка), где сосредоточены значительные запасы воды в виде ледников и снежников, формирование лахаров вслед за вулканическим извержением может иметь катастрофические последствия. Влияние тефры на экосистемы определяется ее мощностью и физико-химическими свойствами; площадной характер распространения позволяет отнести ее к агентам регионального уровня.

Извержение конуса Приемыш в 2013-2017 гг. имело эксплозивный характер: происходили выбросы пеплов; лавовые и пирокластические потоки для такого типа извержения не характерны. Согласно данным [Горбач и др., 2015], объемы изверженной тефры были небольшими, а оси пеплопадов были направлены на восток, в сторону океана. Таким образом, влияние пеплопадов можно оценить как незначительное: наиболее уязвимые виды низкотравья, мхов и лишайников могли деградировать, однако тип сообществ сохранился [Дирксен и Дирксен, 2007]. Основными агентами поражения, очевидно, выступали обвал и лахары. Мощность отложений лахаров достигала 5 м [Горбач и др., 2015]; следовательно, мощность обвальных отложений, которые переоткладывались лахарами, была еще выше. Таким образом, поражение геоконплексов, попавших в поле отложений обвала и лахаров, можно рассматривать как тотальное.

Что касается восстановительных процессов, можно предположить, что в зоне обвала и деятельности лахаров начнется (по-видимому, уже началась) первичная сукцессия. Принимая во внимание довольно ограниченный сектор поражения, а также близость ненарушенных сообществ как источников семян и вегетативного возобновления, можно говорить о достаточно высоких темпах сукцессионных процессов. Кроме того, в отличие от вулканических продуктов, отложения лахаров являются более благоприятным субстратом для поселения и выживания растений, поскольку они химически нейтральны, содержат питательные вещества и способны удерживать влагу.

Можно также предположить, что в данных условиях наиболее активно будут восстанавливаться популяции ольховника, который способен к вегетативной регенерации. Самые низкие темпы возобновления ожидаются для сообществ тундр и кедрового стланика как наиболее чувствительных к пеплопадам и нарушениям характеристик экотопов (дренажные свойства грунтов, высота снежного покрова и др.).

### Заключение

На основе геоботанических данных, полученных в 2006 г., и анализа серий космоснимков до начала извержения вулкана Жупановский в 2013-2017 гг. и после него, удалось оценить степень и характер трансформации горных экосистем в результате извержения, в зоне максимального поражения площадью 26 км<sup>2</sup>. Были выявлены основные агенты поражения и определен характер их воздействия на экосистемы, а также рассмотрен возможный сценарий их постэруптивного восстановления.



Авторы благодарят И. В. Чернядьеву, А. Д. Потемкина и Д. Е. Гимельбранта (БИН РАН) за определение видов мхов и лишайников; И. В. Мелекесцева (ИВиС ДВО РАН) за консультации; Р. В. Кулиша (ИВиС ДВО РАН) за участие в полевых работах.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ.

### Список литературы

- Базанова Л.И., Дирксен О.В., Кулиш Р.В., Карташова Е.В. (2009). Эволюция новейшего вулканизма Жупанова хребта, Камчатка. В кн.: Вулканизм и Геодинамика. Материалы IV Всеросс. симп. по вулканологии и палеовулканологии. ИВиС ДВО РАН. Петропавловск-Камчатский.
- Горбач Н.В., Самойленко С.Б., Плечова А.А., Мельников Д.В. (2015). Обвал на вулкане Жупановский (Камчатка) в июле 2015 г.: Первые данные и наблюдения. Вестник КРАУНЦ, 3(27): 5-11.
- Дирксен В.Г., Дирксен О.В. (2004). Реконструкция восстановления растительности после катастрофического извержения Курильское озеро – Ильинская 7600 <sup>14</sup>С л.н. на Южной Камчатке. Вестник КРАУНЦ, 3: 57-86.
- Дирксен В.Г., Дирксен О.В. (2007). Динамика растительности и экологические последствия извержения 1996 года в Карымском вулканическом центре, Камчатка. Вулканология и сейсмология, 3: 26-38.
- Макарова М.А., Дирксен В.Г. (2012). О высотной поясности растительности юго-западного макросклона вулкана Жупановский, полуостров Камчатка. Мат. IV междунар. конф., Нальчик, 217-218.
- Манько Ю.И., Сидельников А.Н. (1989). Влияние вулканизма на растительность. Владивосток. Дальнаука, 161 с.
- Методы изучения лесных сообществ (2002). СПб, БИН РАН, 240 с.
- Самойленко С.Б., Мельников Д.В., Чирков С.А., Маневич Т.М. (2014). Активизация Жупановского вулкана в 2013-2014 гг. Вестник КРАУНЦ, 1(23): 21–26.
- Grishin S.Yu., del Moral R., Krestov P.V., Verkholat V.P. (1996). Succession following the catastrophic eruption of Ksudach volcano (Kamchatka, 1907). Vegetatio, 127: 129-153.
- Korablev A.P., Neshataeva V.Yu. (2016). Primary plant successions of forest belt vegetation on the Tolbachinskii Dol volcanic plateau (Kamchatka). Biology Bulletin, 43(4): 307–317.



## Моделирование катастрофических паводков в бассейне р. Туапсе

**О.М. Макарьева<sup>1, 2, 3, 4</sup>, Т.А. Виноградова<sup>1, 2</sup>, Н.В. Нестерова<sup>2, 4</sup>,  
А.Ю. Виноградов<sup>1</sup>, И.Н. Бельдиман<sup>1</sup>, А.Д. Колупаева<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>ООО «НПО «Гидротехпроект», г. Санкт-Петербург, Россия,  
omakarieva@gmail.com, vinograd1950@mail.ru, gd@npogtp.ru,  
irinabeldiman@gmail.com

<sup>2</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург,  
Россия, nnesterova1994@gmail.com, alya.kolupaeva.97@mail.ru

<sup>3</sup>Институт Мерзлотоведения им. М.П. Мельникова СО РАН, г. Якутск, Россия

<sup>4</sup>Государственный гидрологический институт, г. Санкт-Петербург, Россия

Целью исследования является оценка применимости гидрологической модели «Гидрограф» для расчета срочных максимальных расходов воды в бассейнах малых рек Черноморского побережья Кавказа на примере р. Туапсе. В рамках работы выполнена схематизация водосбора р. Туапсе, систематизированы параметры гидрологической модели «Гидрограф» для его основных ландшафтов и проведено непрерывное моделирование процессов формирования стока с суточным шагом за период с 1966-2013 гг. Медианное значение критерия эффективности Нэша-Сатклиффа при моделировании гидрографов стока с расчетным шагом сутки составило 0.60 для периода продолжительностью 32 года, что позволило оценить полученные результаты как удовлетворительные. Оцифрованные данные плювиографов об осадках для двух метеорологических станций Горный и Туапсе в пределах исследуемого бассейна за период с 1980 по 2011 годы использованы для моделирования максимальных срочных расходов воды, в том числе трех выдающихся паводков (1991, 2005, 2010). Проведены численные эксперименты с данными о пространственном распределении осадков для расчета срочного расхода катастрофического паводка 1 августа 1991 года. Оценены величины срочных и суточных расходов для паводка в июне 2005 года, когда наблюдения за стоком на р. Туапсе не проводились. На основе результатов моделирования сделан вывод об ошибках в опубликованных данных о срочном и суточных расходах во время паводка в октябре 2010 года. Результаты работы подтверждают принципиальную возможность применения метода детерминированного гидрологического моделирования для расчета срочных максимальных расходов воды в бассейнах малых рек Черноморского побережья Кавказа. Новизна предлагаемого подхода заключается в учете основных факторов формирования стока при расчете экстремальных характеристик водного режима для исследуемого региона, в том числе и для неизученных бассейнов.

*модель Гидрограф, срочный максимальный расход воды, данные плювиографа,  
река Туапсе, оценка параметров*

## Modeling of catastrophic floods in the basin of the river Tuapse

**O.M. Makarieva<sup>1, 2, 3, 4</sup>, T.A. Vinogradova<sup>1, 2</sup>, N.V. Nesterova<sup>2, 4</sup>,  
A.Yu. Vinogradov<sup>1</sup>, I.N. Beldiman<sup>1</sup>, A.D. Kolupaeva<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>“Gidrotehproekt” Ltd, St. Petersburg, Russia, omakarieva@gmail.com,  
vinograd1950@mail.ru, gd@npogtp.ru, irinabeldiman@gmail.com

<sup>2</sup>Saint-Petersburg State University, St. Petersburg, Russia, nnesterova1994@gmail.com,  
alya.kolupaeva.97@mail.ru



<sup>3</sup>*Melnikov Permafrost Institute, Yakutsk, Russia*

<sup>4</sup>*State Hydrological Institute, St. Petersburg, Russia*

The aim of the study is to evaluate the applicability of the hydrological model Hydrograph for estimation of instant maximum water discharge at the basins of the small rivers of the Black Sea coast of the Caucasus by the example of the Tuapse river. The parameters of hydrological model were assessed and systematized for main landscapes of the basin and continuous simulation of flow formation processes with daily time step was conducted for the period 1966-2013. The median value of the Nash-Sutcliffe efficiency coefficient was 0.60 for the whole period, which allowed to evaluate the results as satisfactory. Digitized precipitation data of pluviographs for Gorny and Tuapse meteorological stations located within the research basin for the period from 1980 to 2011 were used to simulate maximum instant discharges, including those for three outstanding floods (1991, 2005, 2010). Numerical experiments were carried out with the data on spatial distribution of precipitation to simulate instant maximum discharge for the catastrophic flood occurred on August 1, 1991. The values of instant and daily discharges were estimated for significant flood in June 2005, for which observational flow data is not available. Based on the modeling results, it was concluded that published flow discharges data during the flood in October 2010 was inadequate. The results of the study confirm the possibility to apply the method of deterministic hydrological modeling for assessment of instant maximum water discharges at small rivers of the Black Sea coast of the Caucasus. The novelty of the proposed approach is direct consideration of main runoff formation processes when calculating extreme characteristics of water regime for studied region, including unexplored basins.

*Hydrograph model, instant maximum discharge, pluviograph data, the Tuapse river, parametrization*

## Введение

Бассейны малых рек побережья Черного моря являются одним из паводкоопасных регионов России. Катастрофические ливни, приводящие к формированию экстремальных паводков, очень локальны, синхронность формирования особо высоких пиков расходов часто не прослеживается на сопредельных водосборах. Природные факторы формирования стока совместно с ливневым характером осадков обуславливают малое время добегания волн паводков, быстрые подъем и спад уровня воды и многократное увеличение расходов воды [Алексеевский и др., 2016].

Большое количество работ посвящены катастрофическим паводкам и наводнениям в районе исследования [Асарин, Жиркевич, 2012; Базелюк, Лурье, 2014; Мельникова, 2006; Ткаченко, Волосухин, 2013 и др.], в них в основном дается описание этих явлений на основе имеющейся гидрометеорологической информации. Существуют также методические разработки по расчету и моделированию процессов формирования паводков (Белякова, 2015; Секурова, 2014) и краткосрочного прогнозирования паводкового стока [Борщ и др., 2015]. В [Борщ и др., 2015] представлен развернутый обзор методов прогноза, применяемых за рубежом, и отмечается практическая невозможность их использования в нашей стране из-за отсутствия прогноза сплошных полей осадков, необходимых для качественного прогноза стока.

Проблемой региона также является оценка срочных максимальных расходов воды в задачах инженерного проектирования. При прохождении высоких паводков гидрологические посты часто разрушаются, в том числе и в результате заторных явлений, вызванных карчеходом [Панов и др., 2012]. В таких случаях величина максимального расхода, определенная по меткам высоких вод, имеет неоднозначный характер.



Целью данного исследования является оценка применимости метода детерминированного гидрологического моделирования для а) расчета срочных максимальных расходов воды при отсутствии наблюдений и б) уточнения их величин при приближительных методах их определения во время катастрофических паводков в бассейнах малых рек Черноморского побережья Кавказа. В качестве объекта исследования выбран водосбор р. Туапсе.

В рамках работы были поставлены и решены следующие задачи: параметризация гидрологической модели «Гидрограф» для основных ландшафтов бассейна р. Туапсе, расчеты стока на суточном интервале и оценка эффективности моделирования, сбор и систематизация данных плювиографов ближайших к водосбору метеорологических станций и постов, расчеты срочных расходов выдающихся паводков (1991, 2005, 2010) в бассейне р. Туапсе с использованием детальных данных об осадках, сравнение полученных результатов с «наблюденными» величинами.

### Объект исследования

В качестве объекта исследования выбран пункт в бассейне реки Туапсе – г. Туапсе (код гидрологического поста 82013, площадь 351 км<sup>2</sup>), расположенный на Черноморском побережье Северного Кавказа. Климат района исследования влажный субтропический. На метеорологической станции Туапсе (2 м, 1966-2014) средняя годовая температура воздуха составляет 13.9°C, годовое количество осадков достигает 1436 мм, те же величины для станции Горный (325 м) составляют 10.1 и 1720 мм. Основная доля осадков выпадает в зимний период. Среднегодовое количество стока р. Туапсе составляет 1200 мм. Максимальный срочный расход был «зафиксирован» в 1991 году и составил 2300 м<sup>3</sup>/с.

Природные условия территории типичны для лесостепной зоны предгорий Главного Кавказского хребта. Средняя высота водосбора составляет 365 м, максимальная и минимальная – 1425 (г. Лысая) и 18 м. Бассейн преимущественно занят смешанными, дубово-грабовыми и еловыми лесами (Рис. 1).

Реки исследуемого района имеют дождевой тип питания с характерным паводковым режимом стока. Паводки на реках наблюдаются в течение всего года. На территории Туапсинского района ежегодно фиксируется прохождение сильных ливневых осадков, которые приводят к наводнениям [Панов и др., 2012].

### Гидрологическая модель «Гидрограф»

В исследовании была использована детерминированная гидрологическая модель «Гидрограф». Модель представляет собой математическую систему с распределенными параметрами, описывающую процессы формирования стока в бассейнах с различными физико-географическими характеристиками [Виноградов, 1988; Виноградов, Виноградова, 2010; Vinogradov et al., 2011]. Модель зарекомендовала себя работоспособным инструментом исследования и прогноза гидрологических процессов [Semenova et al., 2013], в том числе на неизученных речных бассейнах [Виноградов и др., 2014]. Алгоритмы модели сочетают физически-обоснованные и концептуальные подходы в описании процессов наземного гидрологического цикла, что позволяет сохранить баланс между сложностью расчетных схем и ориентацией на ограниченную входную информацию для моделирования. Выпадение и задержание осадков, накопление, уплотнение и стаивание снежного покрова, динамика влаги и тепла в снеге и в верхних горизонтах грунта, включая промерзание и протаивание, описываются в модели в явном виде. Подземное питание, склоновая и русловая трансформация стока, ветровое перераспределение снега, испарение рассчитываются концептуальными методами, которые показали свою эффективность в различных условиях. Использование в качестве входной информации небольшого числа метеорологических характеристик (температура и влажность воздуха, осадки) позволяет применять модель на



малоизученных речных бассейнах. Результатом моделирования служат суточные расходы воды в замыкающем створе, а также водные балансы водосборов, в том числе и неизученных, и различные переменные состояния ландшафтов. Это позволяет оценивать соответствие результатов расчетов природным процессам. Расчетный интервал модели – сутки и менее.

### Параметризация модели «Гидрограф» для бассейна р. Туапсе

В целях подготовки к моделированию была проведена схематизация водосбора р. Туапсе и систематизированы параметры модели «Гидрограф» для его основных ландшафтов. Водосбор р. Туапсе был покрыт регулярной гексагональной сеткой, узлами которой являются репрезентативные точки (РТ), а также разделен на четыре стокоформирующих комплекса (СФК) [Виноградов, Виноградова, 2010]: смешанные, дубово-грабовые, еловые леса, а также городские агломерации (рис.1).

Для каждого СФК были оценены параметры растительности, склонов, подземного питания, а также разработаны типичные почвенные профили. Каждый профиль разбит на 10 расчетных слоев почвы (РСП) по 10 см. Профиль имеет уникальный набор параметров, который позволяет описать вертикальное движение влаги в разрезе почвенной колонки. В число таких параметров входят: плотность почвы, или ее удельная масса; пористость, находящаяся в зависимости от удельной и объемной масс почвенных частиц; максимальная водоудерживающая способность, которая в среднем для данных профилей изменялась от 50 мм в первом РСП до 20 мм в нижнем; параметр влажности завядания; удельная массовая теплоемкость и удельная массовая теплопроводность пород; коэффициент фильтрации, являющийся мерой водопроницаемости системы почво-грунтов. Данный коэффициент наиболее важен при учете формирования паводков и колеблется от 10 мм/мин в верхних слоях почвы до 0,5 мм/мин в нижних слоях. Для СФК, характеризующего городские условия формирования стока, коэффициент фильтрации верхнего РСП установлен в значение 0 мм/мин (формирование быстрого поверхностного стока).

В качестве входной метеорологической информации задавались суточные данные по температуре и влажности воздуха и количеству выпавших осадков по двум метеостанциям, расположенным в пределах или непосредственной близости от исследуемого водосбора: Горный (324 м) и Туапсе (2 м) (рис. 1).

При интерполяции осадков из метеорологических станций в РТ применялся метод нормирования суточных сумм осадков по их годовой среднемноголетней величине. Предварительное назначение годовых норм осадков для всех РТ проводилось на основе выявленных локальных зависимостей осадков от высоты местности. Для построения зависимостей количества осадков от высоты местности использовались суточные данные о количестве осадков на метеорологических станциях, а также данные климатических справочников о распределении осадков на метеорологических постах региона за исторический период наблюдений [Метеорологический..., 1964]. Для исследуемого водосбора градиент увеличения осадков принят равным 120 мм на 100 м.

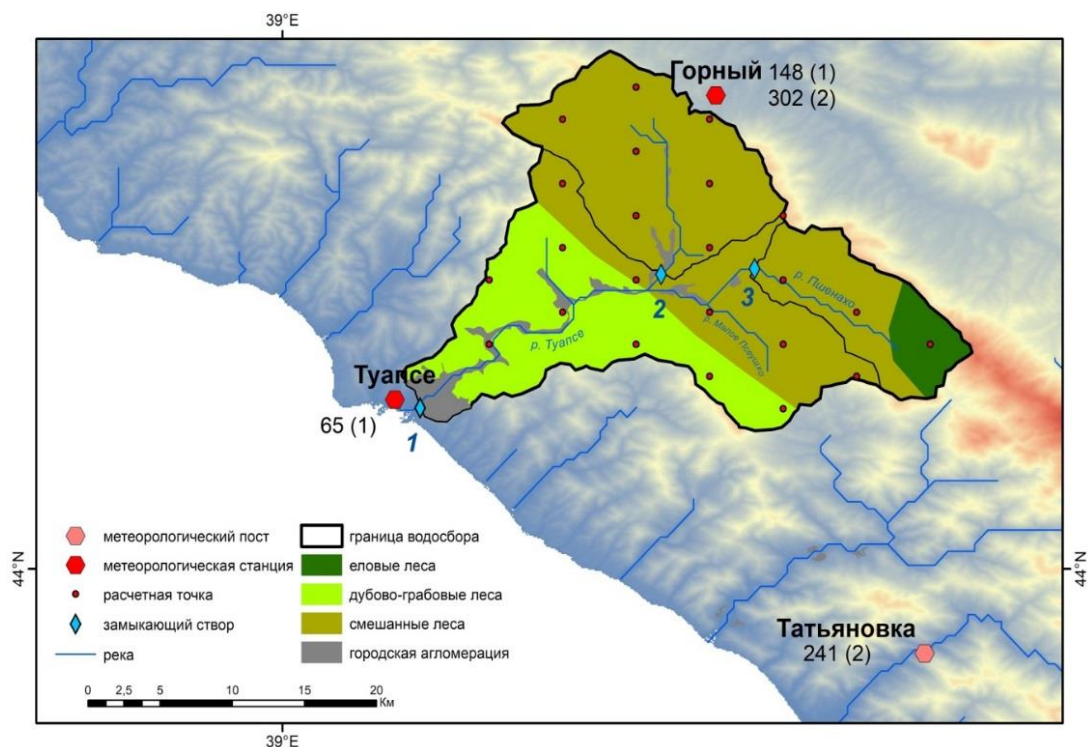


Рис. 1. Схема бассейна р. Туапсе и распределение стокоформирующих комплексов; 1 - р. Туапсе - г. Туапсе; 2 - р. Туапсе - выше устья р. Пшенахо; 3 - р. Пшенахо - выше с. Анастасиевка. Около метеостанций указано количество осадков (мм), выпавших в паводок 1991 г. по данным (1) - метеорологических ежемесечников [Метеорологический..., 1964]; (2) - [Панов и др., 2012]

### Результаты моделирования с суточным расчетным шагом

Непрерывное моделирование процессов формирования стока с суточным шагом было проведено для бассейна р. Туапсе за период с 1966 по 2013 гг. Результатами моделирования стали гидрографы стока и значения элементов водного баланса.

Для оценки эффективности расчетов стока воды ряды рассчитанных расходов воды сравнивались с наблюдаемыми значениями на основе величины критерия Нэша-Сатклиффа (NS) [16]. На Рис. 2 приведено графическое сравнение рассчитанных и наблюдаемых гидрографов стока – представлены примеры хороших ( $NS > 0.60$ ), удовлетворительных ( $0.30 < NS < 0.60$ ) и неудовлетворительных ( $NS < 0.30$ ) результатов. Обобщенные статистики и элементы водного баланса для всего периода расчета представлены в Таблице 1.

Несовпадение рассчитанных и наблюдаемых среднесуточных слоев стока составляет 38 мм или чуть более 3%. Осадки и испарение в бассейне р. Туапсе по результатам расчета составляют 1805 и 567 мм. Медианная величина критерия эффективности NS для суточных расходов воды достигает 0.60, средняя, максимальная и минимальная – 0.57, 0.78 и 0.20 соответственно. На основе анализа критерия NS и сравнения рассчитанных и наблюдаемых элементов водного баланса результаты моделирования стока в бассейне р. Туапсе могут быть признаны удовлетворительными.



Таблица 1. Значения статистических критериев и элементов водного баланса для бассейна р. Туапсе

Код поста	Река-створ	S	Период сравнения (наличия данных о стоке)	Y <sub>o</sub>	Y <sub>s</sub>	P	E	NS (av/med)	NS (max, год)	NS (min, год)
82013	р. Туапсе – г. Туапсе	351	1966-1991, 1994-1996, 2009-2010, 2013-2014	1200	1238	1805	567	0.57/ 0.60	0.78 (1981)	0.2 (1972)

S – площадь водосбора, км<sup>2</sup>; Y<sub>o</sub> и Y<sub>s</sub> – наблюдаемый и рассчитанный среднемноголетний годовой слой стока, мм; P – осадки, мм; E – общее испарение, мм; av – среднее значение NS; med – значение медианы NS; max и min – максимальное и минимальное значение NS.

### Моделирование выдающихся паводков на р. Туапсе с использованием данных плювиографов. Численные эксперименты с осадками

В настоящее время в РФ наблюдения за осадками производятся раз в 12 часов [Автоматизированная...], что не позволяет использовать стандартную метеорологическую информацию для расчетов срочных расходов воды в тех регионах, где формирование максимальных расходов воды обусловлено ливнями высокой интенсивности. Однако, значительная часть метеорологических станций оборудована плювиографами, а сведения об отдельных выдающихся ливнях публикуются в метеорологических ежемесячниках.

Авторами были собраны данные плювиографов для метеорологических станций Горный и Туапсе за период 1980-1992 и 1997-2011 [Метеорологический..., 1964]. Данные были осреднены до равномерного часового интервала и использованы для моделирования отдельных выдающихся паводков на р. Туапсе в 1991, 2005 и 2010 годах.

1991 год. Исторический паводок на р. Туапсе был зафиксирован 1 августа 1991 года, когда среднесуточный и срочный расходы воды были оценены по меткам высоких вод как 635 и 2300 м<sup>3</sup>/с соответственно [Панов и др., 2012]. Результатом ливневых осадков и выхода смерчей на берег стало резкое повышение уровня воды и формирование катастрофического селевого потока [Шнытарков и др., 2013].

По данным плювиографов на станциях Горный и Туапсе общее количество осадков за период с 1.40 ночи до 8.30 утра 1 августа 1991 года составило 148.1 и 65 мм соответственно. Средние и максимальные значения интенсивности осадков достигли 0.62 и 1.47 мм мин<sup>-1</sup> для станции Горный и 0.17 и 1.17 мм мин<sup>-1</sup> – для станции Туапсе.

Было проведено моделирование паводка с использованием данных плювиографов (Табл. 2, вариант 1). Общий рассчитанный суточный слой осадков для всего водосбора с учетом высотного градиента составил 155 мм, что практически совпадает с наблюдаемым суточным слоем стока 156 мм (согласно опубликованному суточному расходу) (рис. 3).



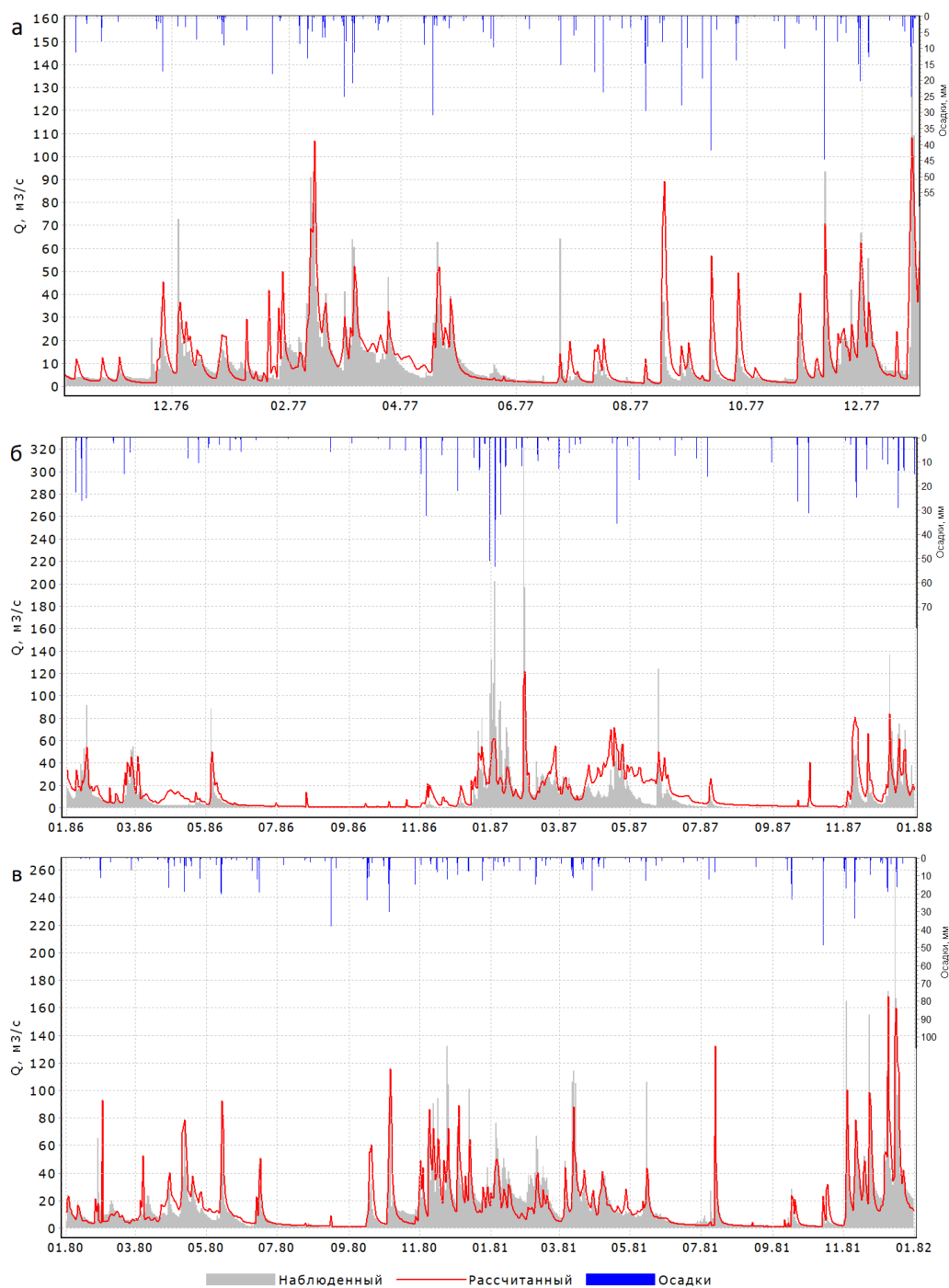


Рис. 2. Суточные рассчитанные и наблюдаемые гидрографы стока р. Туапсе – г. Туапсе, м<sup>3</sup>/с: а – NS=0.78 (высокий), б – NS=0.20 (низкий), в – NS=0.60 (удовлетворительный)

Максимальный рассчитанный 1-часовой расход воды составил 890 м<sup>3</sup>с<sup>-1</sup>, суточный – 182 м<sup>3</sup>с<sup>-1</sup>, рассчитанный слой стока за сутки – 45 мм. Таким образом, рассчитанные величины расходов воды оказались в три и более раза ниже наблюдаемых. Вычислялось также распределение элементов водного баланса – согласно результатам моделирования, после длительного бездождевого периода потери на насыщение почвы влагой составили 82 мм, суммарные потери на испарение с почвенного покрова и емкости перехвата растительностью 7 мм, приток в подземные и почвенные стоковые элементы составил около 18 мм (Таблица 2). Модельные эксперименты с количеством



выпавших осадков показывают, что для формирования паводка наблюдаемой величины количество осадков должно быть в два раза больше.

В.Д. Панов и соавторы [Панов и др., 2012] приводят дополнительную информацию о паводке 1991 года. Во-первых, они сообщают, что основной объем паводка был сформирован левобережными притоками, рр. Пшенахо и Малое Псеушко (рис. 1). Во-вторых, в [Панов и др., 2012] приводятся суммы осадков 1 августа для метеорологического поста Татьянавка (96 м) – 241 мм и на водомерном посту с. Горное на реке Пшиш – 302 мм (рис. 1). Таким образом, расхождения данных о величине осадков на двух пунктах наблюдений (метеорологическая станция Горный и гидрологический пост с. Горное), находящихся в одном поселке, составляют почти 50 %.

Нами были проведены дополнительные два варианта расчета с использованием данных об осадках, описанных выше. Во втором варианте мы использовали пост Татьянавку (240 мм) и с. Горное (302 мм). В третьем варианте дополнительно к исходным данным плувиографов использовалась сумма осадков на посту Татьянавка. Рассчитанные слои осадков и стока за паводок составили 242/148 для второго и 180/62 мм для третьего вариантов. Срочный и суточный расход р. Туапсе в створе г. Туапсе составили 4200/600 и 1680/250 м<sup>3</sup>с<sup>-1</sup> соответственно. В [Панов и др., 2012] приводятся оценки для створов р. Туапсе выше устья р. Пшенахо и р. Пшенахо выше с. Анастасиевка (створы 2 и 3 на рис. 1). Площади водосборов этих створов определены ориентировочно по описаниям положения постов и картам и составляют 110 и 58.6 км<sup>2</sup>. Результаты расчетов максимальных расходов воды по трем вариантам входных данных об осадках для створов 2 и 3 также представлены в Табл. 2 и на рис. 3.

На основании анализа полученных результатов представляется возможным сделать вывод о третьем варианте как наиболее близком к действительности распределении осадков.

**2005 год.** 17-18 июня 2005 года на метеостанции Горный было зафиксировано рекордное количество осадков – за 13 часов выпало 291 мм осадков, средняя и максимальная интенсивность их выпадения составила 0.36 и 1.90 мм мин<sup>-1</sup>. В те же сутки в течение 6.5 часов на метеостанции Туапсе выпало 48.8 мм осадков. В следующие дни осадки продолжались и суммарно за период 17-24 июня составили 444 мм и 81.5 мм для метеостанций Горный и Туапсе соответственно.

В период 1997-2008 гг. наблюдения за расходами воды на гидрологическом посту р. Туапсе не проводились. Таким образом, неизвестно, насколько локальны были выпавшие 17 июня осадки, а также какой величины паводок они вызвали. Однако, в ночь с 21 на 22 июня 2005 года был зафиксирован сход селевого потока на железнодорожное полотно в районе разъезда Водопадный Северо-Кавказской железной дороги на участке Туапсе-Сочи, который был обусловлен выпадением в предшествующий период большого числа осадков [Колтерманн и др., 2012].

На рис. 4 приводится график рассчитанного гидрографа стока, элементов водного баланса и переменных состояний бассейна р. Туапсе за период 16 – 21 июня 2005 года. Максимальные рассчитанные 1-часовой и суточный расходы воды 17 июня 2005 года достигли соответственно 1316 и 191 м<sup>3</sup>с<sup>-1</sup>. Согласно результатам моделирования количество выпавших на водосбор осадков в период 17-18 июня составило 206 мм, слой стока – 82 мм (таблица 2).

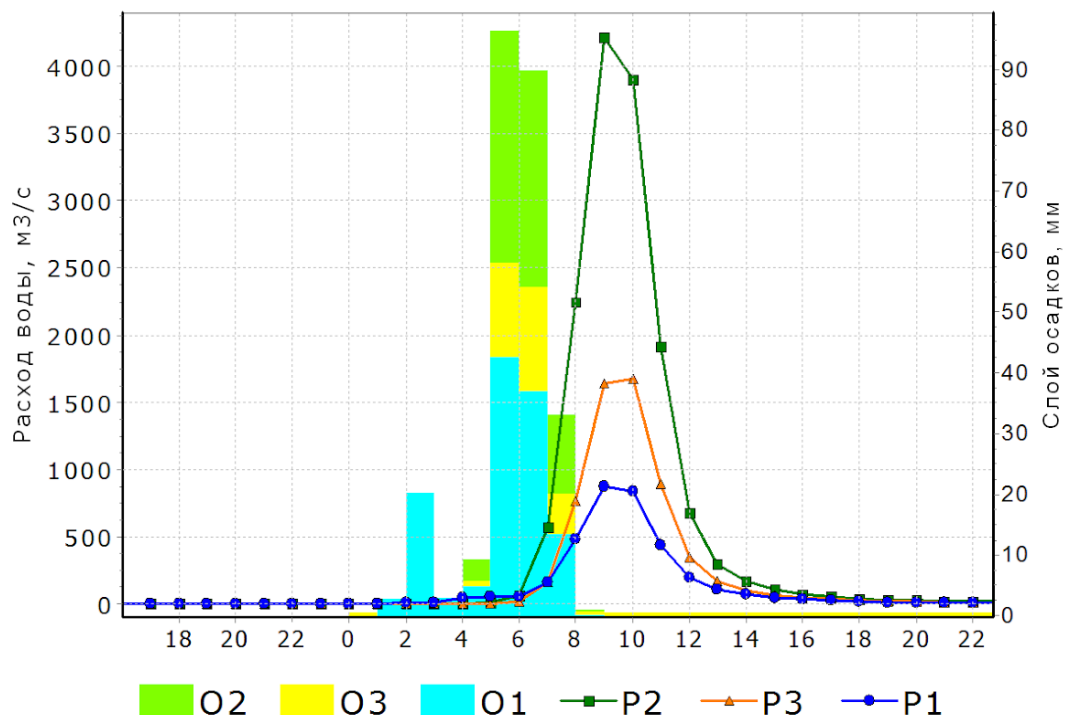


Рис. 3. Результаты моделирования выдающегося паводка на р.Туапсе - 1 августа 1991 г.; О и Р 1, 2, 3 - рассчитанные слои осадков и гидрографы паводкового стока для вариантов расчета 1-3 (расчетный шаг 1 час)

Таблица 2. Рассчитанные и наблюдаемые величины расходов воды и слоев стока катастрофических паводков в бассейне р.Туапсе.

Дата	Рассчитанный					Наблюдаемый			
	Q1h	Qd	Pd	Hd	M	Qa	Qd	Hd	M
01.08.1991 (1 вариант)	890 390* 180^	182	155	45	2.54 3.55* 3.07^	2300 870* 1475^	635	156	6.55 7.91* 25.2^
01.08.1991 (2 вариант)	4200 1470* 820^	600	242	148	12.0 13.4* 14.0^				
01.08.1991 (3 вариант)	1680 380* 590^	250	180	62	4.79 3.46* 10.1^				
17.06.2005	1316	191	206 (17-18.06)	82 (17-18.06)	3.75	-	-	-	-
16.10.2010	375	113	72	33	1.07	1630	579	142	4.64

\*р. Туапсе выше устья р. Пшенахо (створ 2 Рис. 1), р. Пшенахо выше с. Анастасиевка (створ 3 Рис. 1). Q1h - 1-часовой расход воды,  $\text{м}^3 \text{с}^{-1}$ ; Qd - суточный расход воды,  $\text{м}^3 \text{с}^{-1}$ ; Pd - суточный слой выпавших осадков, мм; Hd - суточный слой стока, мм; M - модуль стока срочного расхода воды,  $\text{м}^3 \text{км}^{-2} \text{с}^{-1}$ ; Qa - срочный расход воды,  $\text{м}^3 \text{с}^{-1}$

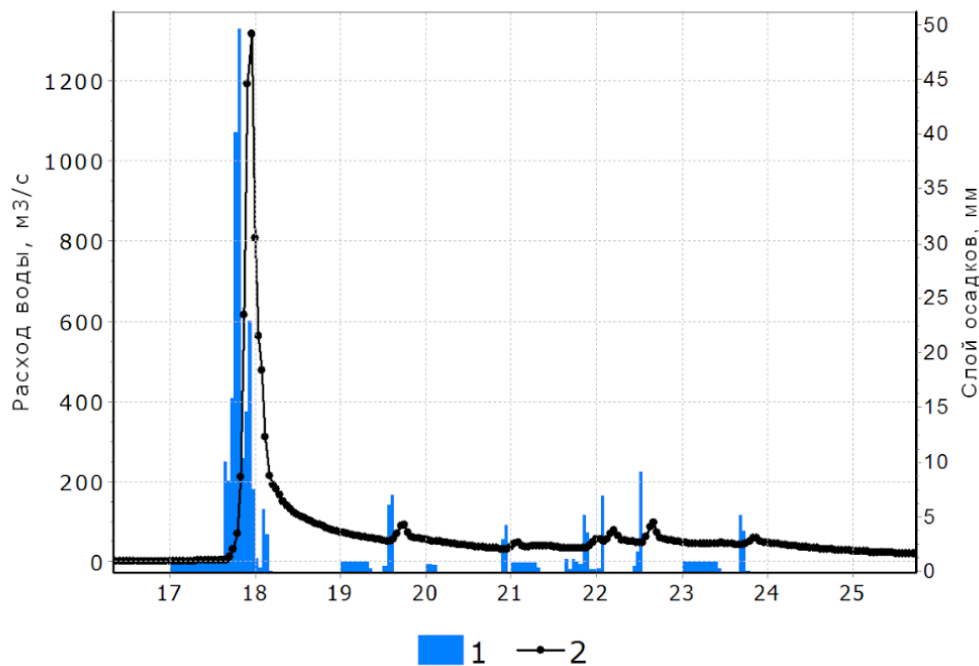


Рис. 4. Результаты моделирования выдающегося паводка на р.Туапсе - 16-23 июля 2005 г. 1 – 1-часовые осадки (мм), 2 – рассчитанный 1-часовой гидрограф стока ( $\text{м}^3 \text{с}^{-1}$ )

**2010 год.** 15-18 октября 2010 г. в Краснодарском крае произошло крупное наводнение, вызванное мощными проливными дождями и подъемом уровня рек Черноморского побережья. Особенно пострадал Туапсинский район, где было введено чрезвычайное положение. Сумма ущерба, по оценкам местных властей, составила около 2,5 млрд. рублей [Информационное..., 1994].

Для моделирования стока в этот период использовались метеоданные суточного разрешения, так как данных pluвиографа для этих станций не оказалось.

16 октября на станциях Туапсе и Горный выпали 93.3 и 43.9 мм осадков соответственно. По данным [10] рост уровня воды начался в 23 часа 15 октября, а максимальные значения были достигнуты уже к 2-3 часам ночи 16 октября. Таким образом, можно предположить, что осадки выпали в течение нескольких часов. Был сформирован паводок, близкий по значениям к событию 1991 года. Наблюдаемые суточный и срочный расходы воды составили 579 (слой 142 мм) и  $1630 \text{ м}^3 \text{с}^{-1}$  соответственно [Автоматизированная...].

По данным [Панов и др., 2012] значительные разрушения и подтопления домов начались гораздо раньше паводка на реках и были вызваны сильным склоновым стоком, сформированным ливнем очень высокой интенсивности. Склоновый сток способствовал сносу деревьев и кустарников в русла рек, в свою очередь карчеход вызвал заторные явления перед мостовыми переходами [Технический..., 2011].

Расчет расхода паводка 16 октября 2010 г. на р. Туапсе проведен на основе суточных данных об осадках на метеорологических станциях Туапсе и Горный, но продолжительность их выпадения принята равной два часа со средней интенсивностью 0.4 и 0.2 мм мин<sup>-1</sup>.

Средний по водосбору рассчитанный слой осадков составил 56 мм. Рассчитанные срочный и суточный расходы воды достигли 375 и 113  $\text{м}^3 \text{с}^{-1}$  (таблица 2, рис. 5). Слой стока за сутки составил 28 мм, из них 8 мм – поверхностный. Таким образом, 16 октября наблюдаемый слой стока превысил слой осадков в два раза. На рис. 6 представлен график сравнения суточных рассчитанных и наблюдаемых гидрографов стока. В период с января по май, рассчитанные и наблюдаемые величины совпадают удовлетворительно



как по амплитуде, так и по фазе. Начиная с паводка 15-16 октября, наблюдаемые величины в разы превышают рассчитанные. В целом за период с 1 октября по 31 декабря в бассейне р. Туапсе по расчетам выпали 531 мм осадков, наблюдаемый и рассчитанные слой стока за тот же период составили 1698 и 380 мм соответственно (рис. 6). Очевидно, что наблюдаемые расходы воды, начиная с периода начала паводка 15-16 октября 2010 года, значительно завышены. Скорее всего, это касается и величины срочного расхода за этот год.

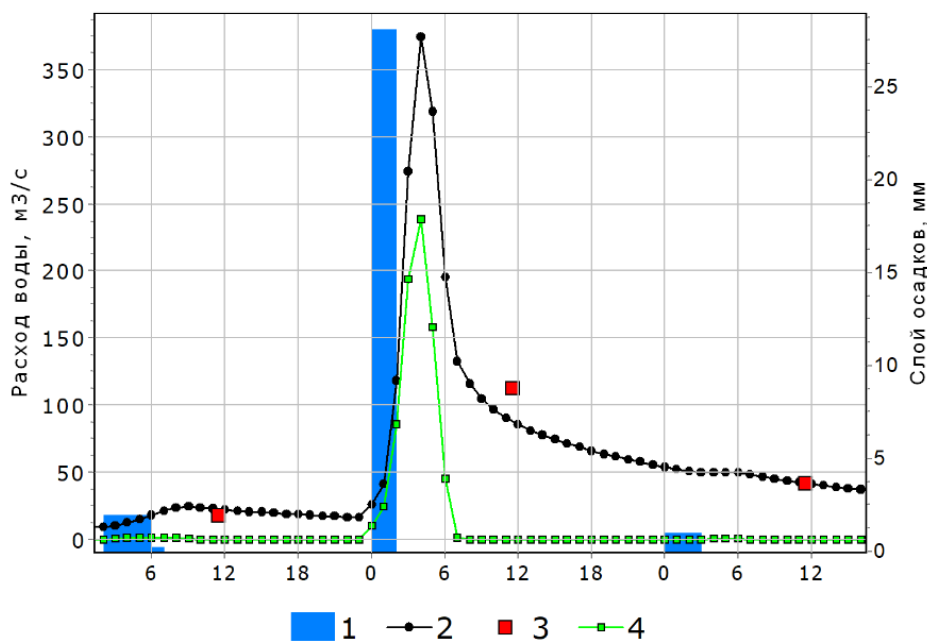


Рис. 5. Результаты моделирования выдающегося паводка на р.Туапсе - 16 октября 2010 г; 1 – 1-часовые осадки (мм), 2 – рассчитанный 1-часовой гидрограф стока ( $\text{м}^3 \text{с}^{-1}$ ), 3 - рассчитанный суточный гидрограф стока ( $\text{м}^3 \text{с}^{-1}$ ), 4 - гидрограф поверхностного стока ( $\text{м}^3 \text{с}^{-1}$ )

### Обсуждение

В России при определении параметров расчетного паводка предпочтение отдается вероятностным методам [СП 33-101-2003]. В последние десятилетия в стране произошло значительное сокращение гидрометеорологической сети. Например, на Черноморском побережье Кавказа от Новороссийска до Сочи в 1985 году действовали 18 гидрологических постов, а в 2015 году их осталось только 11. При этом ряды наблюдений за стоком в последние годы часто отрывочны. Так, для р. Туапсе отсутствуют данные за 1992-1993, 1997-2008, 2011-2012 гг. Одновременно отмечается значительное увеличение максимальных расходов воды, достигающее 1.5-2.0 раз, на всех реках региона по сравнению с периодом до 1971 года [Панов и др., 2012].

Активное развитие региона требует адекватных методов оценки гидрологических характеристик стока при проектировании сооружений на реках. Возможность использования традиционных методов (например, [СП 33-101-2003]), основанных на подборе реки-аналога и экстраполяции данных наблюдений, становится неочевидной – данные наблюдений не охватывают всего спектра гидрометеорологических и физико-географических условий и их изменений.

В ряде стран, прежде всего в США, используются методы моделирования вероятного (возможного) максимального паводка с учетом как метеорологических факторов, так и состояния водосбора (например, степень увлажнения в предшествующий паводку период).

В РФ одним из препятствий к использованию гидрологических моделей в задачах расчета инженерных характеристик стока является общепринятое в среде проектировщиков мнение о том, что гидрологические модели не приспособлены к расчету срочных расходов из-за слишком продолжительного расчетного шага (обычно, сутки).

Результаты исследования на примере р. Туапсе опровергают данное мнение и показывают, что гидрологическая модель «Гидрограф», при наличии метеорологических данных детального разрешения (например, данных pluviографов), может использоваться в задаче оценки срочных расходов воды на малых водосборах в случае отсутствия наблюдений (2005 год), или уточнения их величин, когда опубликованные данные о расходах носят неопределенный характер (случай 2010 года). Применение методов моделирования позволяет также проводить численные эксперименты с входными метеорологическими данными в условиях их недостаточности (пример 1991 года).

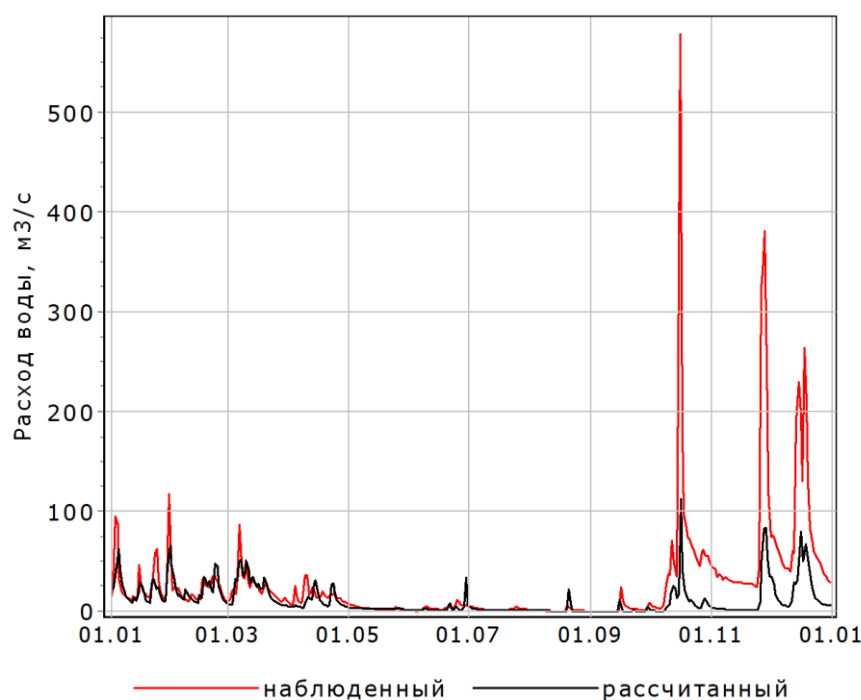


Рис. 6. Рассчитанный и наблюдаемый суточный гидрограф стока на реке Туапсе ( $\text{м}^3/\text{с}$ ), 2010.

### Заключение

Целью исследования является оценка применимости гидрологической модели «Гидрограф» для расчета срочных максимальных расходов воды в бассейнах малых рек Черноморского побережья Кавказа на примере р. Туапсе. В рамках исследования были решены следующие задачи:

1. Выполнена схематизация водосбора р. Туапсе и систематизированы параметры гидрологической модели Гидрограф для его основных ландшафтов.
2. Проведено непрерывное моделирование процессов формирования стока в бассейне р. Туапсе с суточным шагом за период с 1966 по 2013 гг. Получены суточные гидрографы стока и распределение элементов водного баланса. Медианное значение критерия эффективности Нэша-Сатклиффа при моделировании с расчетным шагом



сутки составило 0.60 для периода продолжительностью 32 года, что позволило оценить полученные результаты как удовлетворительные.

3. Оцифрованы данные плювиографов для двух метеорологических станций в пределах бассейна р. Туапсе – г. Туапсе и Горный за период с 1980 по 2011 годы.

4. Рассчитаны максимальные срочные расходы воды в бассейне р. Туапсе для трех катастрофических паводков (1991, 2005, 2010) с использованием данных плювиографов.

5. Проведены численные эксперименты, в которых использовались дополнительные сведения об осадках, вызвавших катастрофический паводок 1 августа 1991 года. Так сумма суточных осадков на метеостанции Горный отличается в два раза (или на 150 мм) согласно разным источникам.

6. Оценены величины срочных и суточных расходов для паводка в июне 2005 года, когда наблюдения за стоком на р. Туапсе не проводились.

Результаты моделирования паводка в октябре 2010 года показали недостоверность опубликованных данных о срочном и суточных расходах. Невязка водного баланса за период 1.10 - 31.12.2010 составила около 1000 мм.

В целом, результаты работы подтверждают принципиальную возможность применения метода детерминированного гидрологического моделирования для расчета срочных максимальных расходов воды в бассейнах малых рек Черноморского побережья Кавказа. Новизна предлагаемого подхода заключается в учете основных процессов формирования стока и создании методики расчета и прогноза возможных изменений экстремальных характеристик водного режима для исследуемого региона, в том числе и для неизученных бассейнов.

На настоящий момент ограниченность данных об осадках не позволяет использовать методы моделирования для массовых расчетов рядов срочных расходов воды, однако имеющиеся в наличии данные плювиографов чрезвычайно полезны для анализа факторов формирования катастрофических паводков и совершенствования методов математического моделирования. В будущем, при переходе на оснащение метеорологических станций автоматическими приборами (как уже произошло в Приморском крае), возможности методов моделирования могут быть расширены.

Проект выполнен при частичной поддержке Российского фонда фундаментальных исследований РФФИ, проект № 16-05-00989.

### Список литературы

- Автоматизированная информационная система государственного мониторинга водных объектов (АИС ГМВО) <https://gmvo.skniivh.ru>
- Алексеевский Н.И., Магрицкий Д.В., Колтерманн П.К., Торопов П.А., Школьный Д.И., Белякова П.А. (2016). Наводнения на Черноморском побережье Краснодарского края. – Водные ресурсы, 43(1): 3-17. doi: 10.7868/S032105961601003X.
- Асарин А.Е., Жиркевич А.Н. (2012). О необходимости разработки методики расчета вероятного максимального паводка для инженерно-гидрологических расчетов в России. Водное хозяйство России: проблемы, технологии, управление. Екатеринбург: РосНИИВХ, 4: 53-64.
- Базелюк А.А., Лурье П.М. (2014). Катастрофические паводки и наводнения на юге России: Причины возникновения и оценка последствий. Сб. тр. Третьей конф. «Речной сток: пространственно-временная изменчивость и опасные гидрологические явления». Москва: Ин-т водных проблем РАН, 44-60.
- Белякова П.А. (2015). Паводковый сток Российских рек Черноморского побережья Кавказа: Дисс. канд. геогр. наук. Москва: МГУ, 217 с.
- Борщ С.В., Симонов Ю.А., Христофоров А.В. (2015). Система прогнозирования паводков и раннего оповещения о наводнениях на реках Черноморского побережья Кавказа и бассейна Кубани. Тр. Гидрометеорологического науч. исс. центра. Спец. вып. 356. 247 с.
- Булыгина О.Н., Веселов В.М., Разуваев В.Н., Александрова Т.М. Описание массива срочных данных об основных метеорологических параметрах на станциях России. Свидетельство о государственной регистрации базы данных № 2014620549 <http://meteo.ru/data/163-basic-parameters#описание-массива-данных>.



- Виноградов Ю. Б., Виноградова Т.А., Журавлев С.А., Журавлева А.Д. (2014). Математическое моделирование гидрографов стока с неизученных бассейнов рек полуострова Ямал. Вестник СПбГУ. 7: Геология. География. 3: 71-81.
- Виноградов Ю.Б. (1988). Математическое моделирование процессов формирования стока (опыт критического анализа). Л.: Гидрометеиздат, 312 с.
- Виноградов Ю.Б., Виноградова Т.А. (2010). Математическое моделирование в гидрологии. М.: Изд. Центр «Академия», 297 с.
- Информационное агентство России. <http://tass.ru/info/2071994>, дата обращения 06.04.2018
- Колтерманн К.П., Добролюбов С.А., Алексеевский Н.И. (ред.) (2012). Природные и социальные риски в береговой зоне Черного и Азовского морей.
- Мельникова Т.Н. (2006). Максимальный сток дождевых паводков рек Северо-Западного Кавказа. Вестник Адыгейского гос. уни-та. 2: 237-240.
- Метеорологический ежемесячник. (1964 – 1983), I-XIII, т. 13. Гидрометеиздат. Ростов-на-Дону.
- Панов В.Д. Базелюк А.А., Лурье П.М. (2012). Реки Черноморского побережья Кавказа: гидрография и режим стока. Ростов-на-Дону: Донской издательский дом. 605 с.
- Секурова З.А. (2014). Характеристики дождевого стока с поверхности Черноморской территории Северо-Западного Кавказа: дис. канд.тех. наук. Санкт-Петербург.: СПбГАСУ, 188 с.
- СП 33-101-2003 (2004). Определение основных расчетных гидрологических характеристик. М.: Госстрой России. 73 с.
- Технический отчет ГУ «КЦГМС» (2011). Об уникальных опасных явлениях 15-16 октября 2010 г на территории Краснодарского края, выразившихся в выпадении очень сильных дождей, сильных ливней и в прохождении катастрофических паводков на Черноморском побережье и в предгорьях Туапсинского и Апшеронского районов. Краснодар. 198 с.
- Ткаченко Ю.Ю., Волосухин В.А. (2013). Прогнозирование параметров паводков на реках Краснодарского края. Гидротехника. №4. с. 16-20.
- Шныпарков А.Л., Колтерманн П.К., Селиверстов Ю.Г., Сократов С.А., Перов В.Ф. (2013). Селевой риск на Черноморском побережье Кавказа. Геориск, 4: 20-25
- Nash J.E., Sutcliffe J.V. 1970. River flow forecasting through conceptual models: 1 A discussion of principles. J. Hydrol. 10(3): 282–290.
- Semenova O., Lebedeva L., Vinogradov Yu. (2013). Simulation of subsurface heat and water dynamics, and runoff generation in mountainous permafrost conditions, in the Upper Kolyma River basin, Russia. Hydrogeology Journal, 21(1): 107-119. doi:10.1007/s10040-012-0936-1
- Vinogradov Y.B., Semenova O.M. Vinogradova T.A. (2011). An approach to the scaling problem in hydrological modelling: the deterministic modelling hydrological system. Hydrological Processes, 25: 1055-1073. doi: 10.1002/hyp.7901





## Использование показателей космической погоды для оперативного прогноза селей

**И.В. Мальнева, А.А. Черкесов**

*Высокогорный геофизический институт, Нальчик, Россия, malnir@mail.ru,  
cherkesov2018@yandex.ru*

В докладе рассматриваются предпосылки и факторы, которые позволили бы оперативно за достаточный отрезок времени до проявления селевых потоков предупредить население о возможной катастрофе. При этом следует обратить внимание на некоторые, зависящие от периодических проявлений активности процессов на Солнце, показатели параметров солнечно-земных связей. Это скорость плазмы солнечного ветра в ближнем космическом пространстве и плотность протонов в нем. Действие протонов солнечного ветра - это дополнительный источник энергии при формировании селевых потоков. Рассматриваются случаи катастрофического проявления селей в Приэльбрусье в 2000 и 2017 годах. Кроме того, рассматриваются селевые катастрофы в Грузии и в Средней Азии за последние годы.

*сели, солнечные вспышки, космическая погода, солнечный ветер, оперативный прогноз*

## Use of space weather indicators for operational forecast of mudflows

**I.V. Malneva, A.A. Cherkesov**

*High-Mountain Geophysical Institute, Nalchik, Russia, malnir@mail.ru,  
cherkesov2018@yandex.ru*

The authors analyze the preconditions and factors that would give the possibility to warn the population about probable mudflows for a sufficient period of time before the catastrophe. In this case, the attention should be paid to some parameters of the solar-terrestrial links that are related to the periodic manifestations of the active processes on the Sun. First of all, this is the speed of the plasma of the solar wind in the cosmic space and the density of protons in it. The speed of the solar wind serves as an additional source of energy for the formation of mudflows. Cases of the catastrophic mudflows in the Elbrus region in 2000 and 2017 are analyzed. Also, there are considered the mudflow disasters of recent years in Georgia, in the Middle Asia.

*mudflow, solar flares, cosmic weather, solar wind, operational forecast*

### Введение

Для оперативного прогнозирования селей необходимо обращать особое внимание на предпосылки и факторы, которые позволили бы за достаточный отрезок времени до проявления процесса предупредить население о возможной катастрофе.

Все факторы, определяющие развитие селевого процесса, сложной многокомпонентной системы, взаимосвязаны и взаимообусловлены. Главным звеном в



этой цепи причинно-следственных связей является энергия, поступающая от Солнца. Еще в начале прошлого века практически важные аспекты солнечно-земных связей были названы А.Л. Чижевским «космической погодой». Этим же термином часто называют весь комплекс переменных внешних космических факторов, влияющих на Землю [Плазменная гелиогеофизика, 2008, т. 1]. Следует обратить внимание на некоторые, зависящие от периодических проявлений активности процессов на Солнце, показатели параметров солнечно-земных связей. В первую очередь это скорость плазмы солнечного ветра в ближнем космическом пространстве и плотность протонов в нем. В вероятностном плане эти показатели могли оказать вспомогательное триггерное, а иногда и решающее влияние на развитие природных катастроф. Имеется в виду за счет энергии плазмы инъекций в приповерхностную область Земли сгустков отделившихся в магнитосферу Земли компонент «обдувающего» её всплескового солнечного ветра. Именно солнечный ветер является транспортным агентом, посредством которого последствия активизировавшихся процессов на Солнце влияют на состояние околоземного пространства и магнитосферы Земли.

Как показывают результаты исследования, корпускулярное излучение Солнца достаточно интенсивно проявляет себя у поверхности Земли. Но существенно важным моментом при этом, снижающим результативность исследовательского процесса, является то, что эффект прорывных инъекций плазменных сгустков компонент солнечного ветра, отсоединившихся в геомагнитосферу, с достижением ими приповерхностной области Земли, проявляется только в вероятностном плане [Плазменная гелиогеофизика, 2008; Гонсировский, 2017]. Эти измеримые и имеющие отношение к планете Земля факторы дестабилизируют обстановку или иногда с возникновением катастроф продолжают действовать, захватывая атмосферное пространство, слои грунтовых массивов в литосфере, грунтовые воды и тела ледников. Физически это означает проникновение в эти места дополнительной солнечной энергии. Если мощность её выходит за критические пороги, то для ледников вполне возможно достижение триггерного уровня таяния льда в самом селеопасном подошвенном его слое. При этом следует учитывать, что влияние космической погоды путём инъекций в природе может проявить себя только тогда, когда для этого уже созрел нестабильность земных природных условий.

Хотя вопрос еще мало разработан, но имеющиеся фактические данные позволяют очень серьезно относиться к возможности использования характеристик космической погоды для составления и уточнения оперативных прогнозов селей. Так, при уже проводившихся исследованиях собственно периода формирования и прохождения селевых потоков в первую очередь использованы временные ряды количественных значений плотности и скорости плазмы и энергии солнечного ветра, полученные измерительными приборами поближе к Земле, начиная с орбит космических аппаратов SOHO, ACE, NOAA POES. Источником фактических солнечноветровых данных послужили соответствующие таблицы, помещенные в сети Интернет в открытом доступе в первую очередь на сайтах <http://services.swpc.noaa.gov/text/ace-swepam.txt> [Гонсировский, 2017].

### Содержание исследований

На предположение о влиянии всплесковых значений характеристик космической погоды мы обратили внимание при ежегодных исследованиях условий формирования селей в Приэльбрусье с 2001 до 2016 года (после катастрофического селя 2000 года). И ещё при опасности формирования катастрофического гляциального селя в долине р. Адылсу в июле 2008 года, когда была потенциальная угроза прорыва высокогорного приледникового озера Башкара. Наличие опасности этой катастрофы предполагалось многими специалистами МГУ, ВГИ и других организаций, но только без обращения ими



взоров на более широкий круг причин, в число которых и входит действие космической погоды.

Предположения о влиянии космической погоды на развитие опасных экзогенных процессов, в том числе и природных катастроф, потребовали изучения специальных публикаций по данному вопросу [*Плазменная гелиогеофизика, 2008, т. 1, 2*]. При этом было отмечено, что влияние космической погоды может проявить себя только тогда, когда для него будут подготовлены земные природные условия, в значительной степени определяющие в том числе и их активность. На основании имеющихся данных нами установлено, что скорость солнечного ветра в годы формирования гляциальных селей была аномально высокой. В таблице 1 помещены данные основных показателей солнечного ветра в периоды формирования и подготовки крупных катастроф, связанных с наиболее значительными селями. Основные параметры плазмы геоэффективного солнечного ветра вблизи орбиты Земли имеют следующие характерные значения: скорость 300–800 км/с и более; концентрация протонов чаще всего 0,1 – 10 в 1 см<sup>3</sup>. Наибольшие амплитуды всплесков значений скорости солнечного ветра, достигающие иногда до 1800 км/с и более, и значений плотности протонов в многие десятки единиц, наблюдаются тогда, когда ветер истекает из корональных дыр — открытых магнитных конфигураций на Солнце с центробежной расходимостью магнитных силовых линий. Также - если это происходит вследствие вспышек солнечных волокон (так называемых вспышек Хайдера) [*Плазменная гелиогеофизика, 2008, т. 1, 2*]. Одновременно при этом солнечная активность, измеренная числами Вольфа, может неправильно восприниматься как очень низкая.

Таблица 1. Показатели солнечного ветра при наиболее значительных проявлениях селей

Катастрофические проявления селей и др., даты проявления процесса	Средняя часовая скорость солнечного ветра, км/с	Средняя часовая плотность протонов, кол-во в 1 см <sup>3</sup>
Селевой поток на р. Герхожансу 18 – 25 июля 2000 г.	С 13 до 17 июля от 600 до 1000	13 июля - 14 - 22
Катастрофические наводнения, сели, оползни на Северном Кавказе летом 2002 г.	Июнь – более 500 С 19 июля и до конца месяца от 700 до 843	Июнь – 11 - 19
Обвал ледника Колка 19 сентября 2002 г.	18 – 19 сентября более 700	
Сели на Северном Кавказе, р. Герхожансу 3 августа 2011 г.	В июле от 550 до 700, 1 августа 580 - 680	
Наводнение в Тбилиси в ночь с 13 на 14 июня 2015 г.	540 - 590	12 июня - 12 – 17 13 июня - 7 - 12
Сель в Алма-Ате 23 июля 2015 г.		Увеличение плотности протонов 22 июля с 12 до 22
Оползни и сели в Грузии, Дарьяльское ущелье, р. Девдораки, 24 июня 2016 г.	Июнь - 517 - 529	22 и 23 июня плотность протонов более 10
Сели на Северном Кавказе р. Герхожансу 14 – 15 Августа 2017 г.	638	5,1
Прорыв озера Башкара и катастрофический сель в долине р. Адылсу (Северный Кавказ) в ночь с 31 августа на 1 сентября 2017 г.	594 - 670	52,6, затем - 26,5, после – 16,1

Геомагнитосфера не обеспечивает 100-процентную защиту от ударных волн раз за разом выбрасываемых Солнцем в сторону Земли высокоскоростных сгустков солнечноветровой плазмы, состоящей преимущественно из протонов и электронов. В пределах пространства всего земного шара то здесь, то там происходят прорывающие



магнитное поле Земли инъекции сгустков компонент солнечного ветра. К сожалению, место попадания этих инъекций на Землю предсказать невозможно. Для изучения этой проблемы целесообразно обратить внимание на земные атмосферные синоптические барические депрессионные элементарные детали как следствие прорывных инъекций в приповерхностную область Земли сгустков отсоединившихся в геомагнитосферу компонент геоэффективного солнечного ветра. Указанная выше депрессионность, оформившаяся в виде циклоноидов четко отражается на картах абсолютной барической топографии АТ-500 hPa. В метеорологии это отражение высотной, плюс-минус 5,5 км над земной поверхностью, ситуации. Далее информацию дополняют обычные приземные карты изобар. Для анализа этой синоптической ситуации рекомендуется использовать карты Северного полушария Земли, которые ежедневно обновляются в открытом доступе в Интернете (сайт <http://www.wetterzentrale.de/topkarten/fsavneur.html> и др.). Эта ситуация проявилась при известной катастрофе природных процессов 4 – 7 июля 2012 г. в Крымске. Здесь при взгляде на карты наблюдается – 3 – 5-дневное проявление локальных круговых депрессий в высотной изобарической поверхности глубиной до 120 – 150 м и приземное закручивание находящихся под ними атмосферных вихрей против часовой стрелки наподобие тропических циклонов (тоже с депрессиями от самого начала и до конца их жизни) [Гонсиоровский, 2017].

Исследования влияния космической погоды на формирование катастрофических селевых потоков в Грузии и на Кавказе в целом продолжены при анализе возникновении других природных катастроф XXI века. (табл. 1). Безусловно, высказанные предположения требуют серьезного изучения специалистами различных направлений во взаимодействии друг с другом.

В 2016 – 2017 годах мы ежедневно в режиме онлайн вели наблюдения за указанными показателями космической погоды. (табл. 2). При анализе таблицы обращают внимание высокие значения скорости солнечного ветра и особенно – плотность протонов в течение всего августа (табл. 2), (рис. 1).

Таблица 2. Характеристика космической погоды в селеопасный период 2017 г.

Дата, август 2017 г.	Одноминутная скорость солнечного ветра, км/с	Одноминутная плотность протонов, кол-во в 1 см <sup>3</sup>
04	В 07 ч. 418	В 07 ч. 36,2
05	В 07 ч. 732,5	7,0
06	В 07 ч. 661,3	5,1
07	541,5	5,5
08	471	5,4
09	444,6	5,8
10	415,5	6,3
12	В 07 ч. 540,4 Поздно вечером до 700	8,4
14	638,3	5,1
23	474,7	9,8
29	406,4	В 17 ч. 16,4, затем – 21,7, потом 12,8
31	594 (21ч. 47 м.)	В 05 ч. 52,6, в 06 ч. 26,5, затем - меньше
01 сентября	670,9	16,0

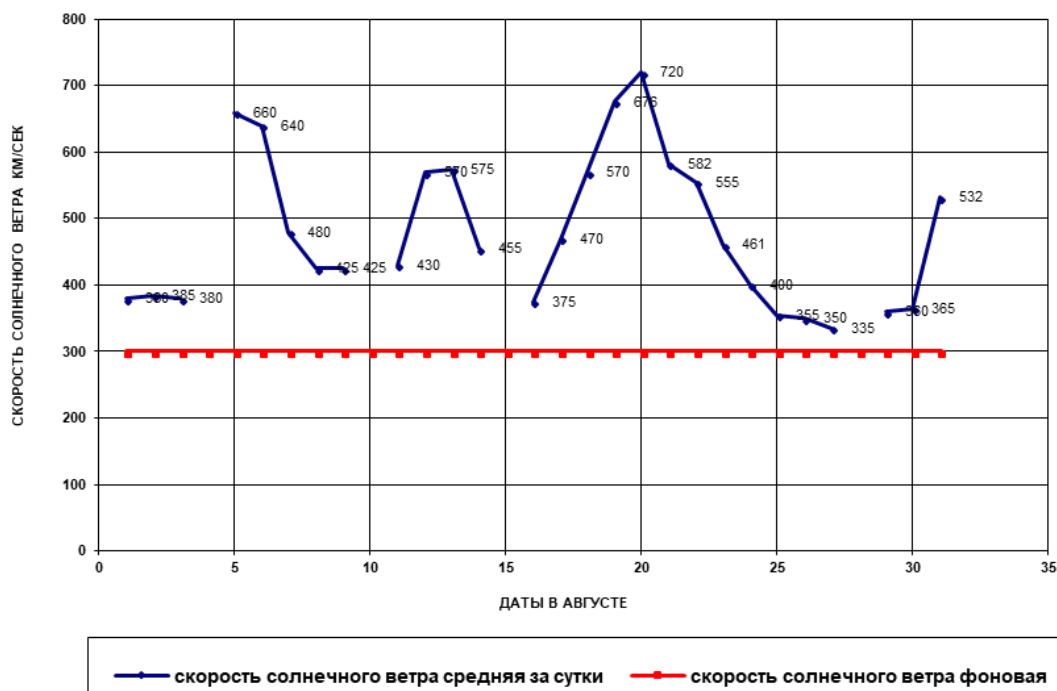


Рис.1. Характеристика средней суточной скорости солнечного ветра по данным наблюдений в августе 2017 года

Далее в форме парафраза представлена характеристика космической погоды, которая приведена на сайте <http://spaceweather.com/> в августе 2017 года (использован переводчик из Интернета).

12 августа. Как и было предсказано, поток солнечного ветра с высокой скоростью дует вокруг Земли сегодня. Источником потока является дыра в солнечной атмосфере. До сих пор устойчивое давление ветра мало мешало магнитному полю нашей планеты.

13 августа. В течение второго дня подряд вокруг Земли дует поток высокоскоростного солнечного ветра. Его источник - это дыра в атмосфере солнца.

15 августа. Растущее пятно трескается солнечными вспышками G-класса и бросает в космос облака плазмы размером с Луну. Если активная область продолжит развиваться, она может стать значительным источником космической погоды в предстоящие дни.

G2-класса геомагнитная буря произошла в первые часы 22 августа, когда межпланетное магнитное поле вблизи Земли неожиданно накренилось на юг. Это открыло трещину в магнитосфере нашей планеты ([https://science.nasa.gov/science-news/science-at-nasa/2003/03dec\\_magneticcracks](https://science.nasa.gov/science-news/science-at-nasa/2003/03dec_magneticcracks)).

28 августа. Солнечный ветер, вытекающий из дыры в атмосфере Солнца, приближается к Земле. Расчетное время прибытия: 1 сентября.

Прогнозисты NOAA говорят, что 31 августа на 30% возможен небольшой геомагнитный шторм класса G1, когда ожидается, что быстро движущийся поток солнечного ветра достигнет магнитного поля Земли. Источником ветра является дыра в форме каньона в солнечной атмосфере.

31 августа начинается геомагнитная буря G1-класса, так как Земля входит в поток быстро движущегося солнечного ветра. Первый контакт с потоком вызвал яркие сияния над Аляской. Прогнозисты ожидают, что солнечный ветер вокруг Земли будет дуть быстрее, чем 600 км/с, по крайней мере, в течение следующих 24 часов. Поэтому более сильные обширные сияния возможны 1 сентября. Магнитное поле нашей планеты должно оставаться неурегулированным 1 сентября, когда Земля продолжает свое движение через поток быстро движущегося солнечного ветра».

Таким образом, всё сходится. Солнечный ветер из коронарного отверстия достигает Земли примерно 13 августа 2017 г., наблюдаются высокая скорость и



плотность протонов, кинетическая энергия тяжёлых протонов переходит в тепловую энергию на леднике Каяарты-баши, на задровом поле, в погребённых льдах. Соответственно, высвобождается большое количество воды. А гравийная масса там имеется в огромном количестве. 14–15 августа прошли сели по р. Герхожансу. Сель 14 августа был более мощным, чем сель в августе 2011 года.

В ночь на 1 сентября 2017 года катастрофический селевой поток, вызвавший много разрушений и возникший вследствие прорыва озера Башкара, прошел по долинам рек Адылсу и Баксан в Приэльбрусье. Озеро Башкара всегда было селеопасным. В конце 1950-х годов его прорывы уже приводили к разрушительным селевым потокам по долине реки Адылсу. Наблюдение за озером велось постоянно. Публиковались работы о нарастании угрозы. Впервые за последние десятилетия вода из озера Башкара стала вновь переливаться в течение одного дня через ограничивающий его вал (морену) в 2008 году. Затем ситуация стабилизировалась и до 2015 года уровень воды в озере высоко не поднимался.

Опасность формирования гляциального селя в долине реки Адылсу, вследствие прорыва высокогорного озера Башкара, в июле 2008 г., прогнозировалась многими специалистами МГУ, ВГИ и других организаций. В зарождении селевого потока в 2017 году сыграли роль как интенсивные осадки, так и прорыв приледникового озера Башкара. При отсутствии столь обильных осадков прорыв озера в 2017 году был бы маловероятен (как он и не случился в 2008 году).

Катастрофа от селя в ущелье Адылсу в значительной степени объяснима влиянием космической погоды. Выше уже отмечены показатели скорости солнечного ветра и плотности протонов как в период формирования катастрофического паводка, так и в течение подготовительного периода к этому моменту на протяжении всего августа.

Когда протонно-электронные удары инъекций поражают средние и высокие широты, образуя элементарные циклонические механизмы - маломерные депрессионные понижения в абсолютной топографии (АТ) геопотенциала 500 hPa (рис. 2), - в вертикальной проекции под ними могут возникнуть те или иные чрезвычайные ситуации. Широтная либо меридиональная циркуляции земной атмосферы, обычные в практике метеорологов циклоны и антициклоны, при оценке влияния прорывных инъекций сгустков компонент плазмы солнечного ветра остаются вне поля зрения. Однако возникновение упомянутых элементарных циклонических механизмов играет подталкивающую роль для тех же циклонов и антициклонов. Меньшее число из них, получая подпитки корпускулярной энергией Солнца, становится блокирующими образованиями на обширных территориях. Образуются вертикальные облачные и надоблачные водяно-градовые «башни», порождающие катастрофы. Как это и было в ночь на 1 сентября 2017 года над озером Башкара (количество осадков за двое суток достигало 200 мм). А в паре с ними или самостоятельно – молнии [Гонсировский, 2017; Гонсировский, Анаев, 2016].

### Заключение

Проявление селей – это результат действия сложной многокомпонентной системы - селевого процесса, развитие которого определяется большим количеством факторов. Главным фактором, обуславливающим развитие селевого процесса, является солнечная энергия в разных её видах. Одним из инструментов ее воздействия является солнечный ветер.

При составлении оперативных прогнозов (с заблаговременностью 2 – 3 дня) целесообразно использование показателей различных параметров космической погоды. В частности, скорость солнечного ветра в период формирования катастрофических селей является аномально высокой (более 700 км/с). Также как и большая плотность протонов. Детальное изучение влияния космических факторов на развитие селей надо проводить совместно со специалистами различных отраслей - МЧС, Росгидромета и др.

Влияние космической погоды может проявиться только тогда, когда к этому готовы земные природные условия, в значительной степени определяющие развитие и активность селей.

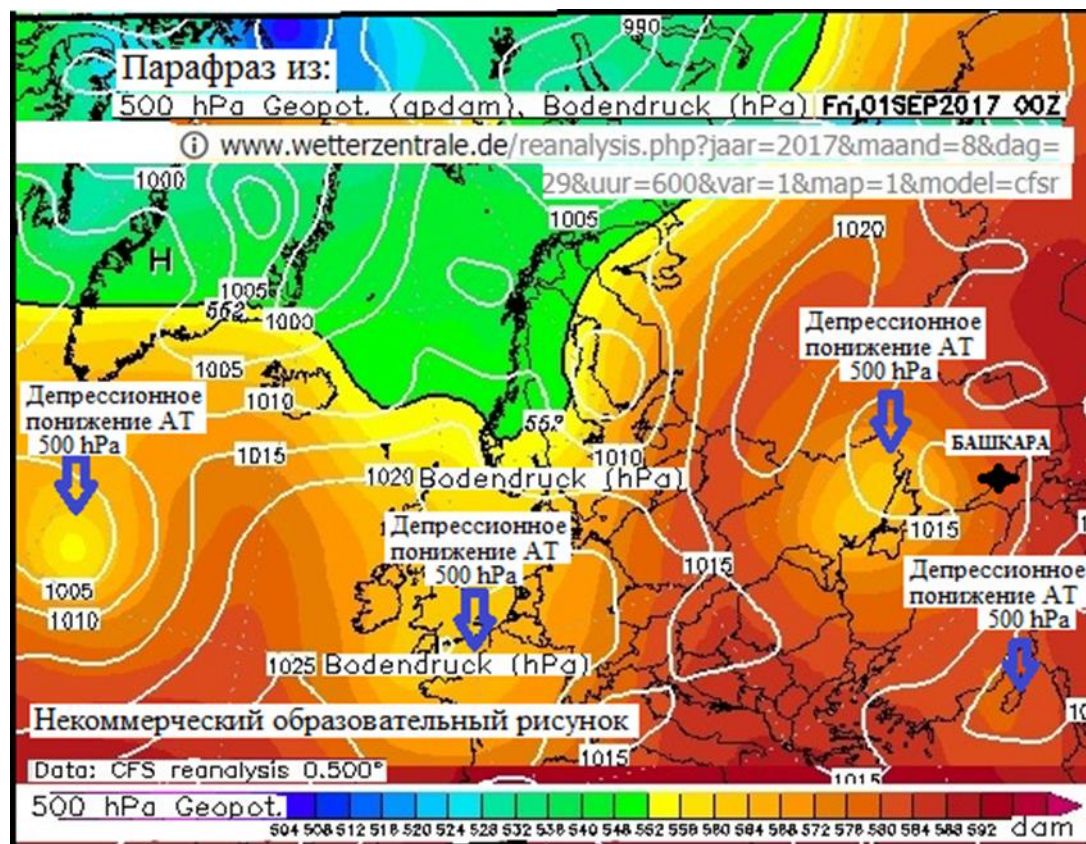


Рис. 2. Синоптическая ситуация в северном полушарии Земли 1 сентября 2017 г. по данным сайта <http://www.wetterzentrale.de> и анализ её воздействия на возникновение чрезвычайной ситуации путём наполнения озера Башкара.

### Список литературы

- Гонсировский Д.Г., Анаев М.А. (2016). Обнаружение ряда надоблачных атмосферных свидетельств влияния факторов космической погоды на грозы и атмосферные осадки. Проблемы прогнозирования чрезвычайных ситуаций Докл. и выступления на XV Всерос. науч.-практич. конф. (13 – 14 окт. 2016 г., Москва, Центр «Антистихия» МЧС РФ). М., 86-92. URL: [www.mchs.gov.ru/upload/site/document\\_file/Wz94KQI7Xs.pdf](http://www.mchs.gov.ru/upload/site/document_file/Wz94KQI7Xs.pdf) (файл для скачивания на официальном сайте Центра «Антистихия» [www.mchs.gov.ru/document/89093](http://www.mchs.gov.ru/document/89093)).
- Гонсировский Д.Г. (2017). О возможном влиянии плазмы солнечных вспышек на возникновение гляциальных селевых потоков на Земле. Жизнь Земли, 39(2): 147-154.
- Плазменная гелиогеофизика (2008). Под ред. Зелёного Л.М., Веселовского И.С. М., Физматлит. Т. 1, 672 с. Т. 2, 559 с.



## Современные проблемы прогнозирования селей в Грузии и на сопредельных территориях

<sup>1</sup>И.В. Мальнева, <sup>2</sup>Н.К. Кононова

<sup>1</sup>*Высокогорный геофизический институт, Нальчик, Россия, malnir@mail.ru*

<sup>2</sup>*Институт географии РАН, Москва, Россия, NinaKononova@yandex.ru*

Рассмотрены современные проблемы прогнозирования опасных геологических процессов в XXI веке. Отмечено, что особенности прогнозирования опасных геологических процессов обусловлены глобальными климатическими изменениями и техногенным фактором. Для оценки климатических изменений и крупнейших катастроф использована типизация циркуляции атмосферы северного полушария, разработанная под руководством Б.Л. Дзердзеевского. Материалы типизации с 1899 по 2017 г. размещены в сети Интернет в открытом доступе на сайте [www.atmospheric-circulation.ru](http://www.atmospheric-circulation.ru). Рассмотрены крупнейшие катастрофы, при которых произошла активизация оползней и селей, и взаимодействие при этих катастрофах природных и техногенных факторов.

*Элементарный циркуляционный механизм, катастрофа, прогноз, солнечная активность*

## Modern problems of forecasting mudslides in Georgia and in adjacent territories

<sup>1</sup>I.V. Malneva, <sup>2</sup>N.K. Kononova

<sup>1</sup>*High-Mountain Geophysical Institute, Nalchik, Russia, malnir@mail.ru*

<sup>2</sup>*Institute of Geography RAS, 29 Staromonetny, Moscow, Russia, NinaKononova@yandex.ru*

Modern problems of forecasting dangerous geological processes in the 21st century are considered. It is noted that the features of predicting exogenous geological processes are due to global climatic changes and the technogenic factor. Classification of the Northern Hemisphere atmospheric circulation, developed under the guidance of BL Dzerdzevsky, was used to assess climate change and major disasters. Materials from 1899 to 2017 posted on the Internet in public access on the site [www.atmospheric-circulation.ru](http://www.atmospheric-circulation.ru). The largest catastrophes under which the activation of landslides and mudflows occurred, and the interaction of natural and man-made factors in these catastrophes were analyzed.

*Elementary circulation mechanism, catastrophe, forecast, solar activity*

### Введение

В последнее десятилетие неуклонно растет количество катастрофических событий как в мире в целом, так и в отдельных странах. Многие катастрофические природные процессы связаны с проявлением опасных геологических процессов – оползней, селей и др. Изменилась активность экзогенных процессов, наиболее чувствительных к погодным условиям, прежде всего, оползней и селей. Следует отметить страшное наводнение и





наиболее сильную активизацию оползней и селей при совместном влиянии природных и техногенных факторов на Северном Кавказе в июле 2012 года (Крымск), селевые потоки в Грузии в 2014 и 2015 годах, селевые потоки в Приэльбрусье в 2017 году.

**Общей причиной катастрофических природных процессов являются энергетические преобразования, происходящие в земной коре, ее поверхности и прилегающих к ней слоях атмосферы.** В последние десятилетия большое влияние на развитие природных катастроф оказывают глобальные климатические изменения на Земле. Вторым глобальным процессом, обуславливающим рост природных катастроф, следует считать техногенез, связанный с ростом индустриализации общества, увеличением потребления природных ресурсов [Осипов, 2015]. **Современные проблемы прогнозирования ЭГП связаны с особенностями этих глобальных процессов в настоящий период.**

Современные проблемы прогнозирования селей в Грузии и на сопредельных территориях обусловлены характером изменения наиболее важных основных изменяющихся факторов, определяющих тенденцию активности селей на данной территории. В середине XX века во ВСЕГИНГЕО под руководством А.И. Шеко были разработаны методические рекомендации по составлению долговременных прогнозов экзогенных геологических процессов. В соответствии с этими рекомендациями были составлены долговременные прогнозы для различных регионов. Проверка прогнозов в том числе для Грузии и сопредельных регионов показала вполне удовлетворительную их оправдываемость [Шеко, 1980]. Однако, в настоящее время очень многое изменилось. Во-первых, изменилась тенденция важнейших быстроизменяющихся факторов – активности Солнца и состояния климатической системы, определяющего тенденцию изменения циркуляции атмосферы и, соответственно, основных метеорологических факторов. Изменилась потребность в долговременных прогнозах, значительно увеличилась роль техногенных факторов. Возникла необходимость в совершенствовании методики прогнозирования как селей, так и основных изменяющихся факторов, их обуславливающих. Этому вопросу и посвящена данная работа.

### **Изменения в характере солнечной активности**

Изменение активности Солнца – глубокий минимум 24 цикла солнечной активности, практически отсутствующие пятна на Солнце. Достоверных прогнозов изменения солнечной активности в настоящее время не имеется, что не позволяет при прогнозировании селей ориентироваться на приуроченность их проявления к переломным моментам в ходе солнечной активности, к максимумам и минимумам 11-летних солнечных циклов. Ранее отмечалось, что на территории Западной Грузии увеличение активности селей вероятнее как в годы максимумов, так и в годы минимумов (1953, 1967, 1977 годы), а на территории Восточной Грузии – в годы минимумов [Шеко, 1980], что и наблюдается в настоящее время (2014, 2015, 2016 годы).

### **Особенности изменения глобальной атмосферной циркуляции**

1) Многолетние исследования особенностей развития и активизации различных опасных природных процессов (оползней, селей и др.) в различных районах России и ближнего зарубежья позволили выделить как наиболее процессоопасные ЭЦМ 13л, 13з, 12а, и 9а.

2) При ЭЦМ 13л, обуславливающим опасные явления на большой территории, отмечается 4 выхода южных циклонов на Северном полушарии, из них один – на территории Грузии. За короткое время прохождения циклона (1-2 дня) выпадают обильные осадки, имеющие обеспеченность менее 1 %, часто в виде интенсивных ливней. Это приводит к активизации оползневого, селевого, эрозионного и др. процессов. Как правило, с ЭЦМ 13л связано повышение температуры воздуха.

3) В отличие от ЭЦМ 13л, макропроцесса летнего периода, ЭЦМ 12а развивается в основном в переходные сезоны. При нем наблюдается большая неустойчивость



атмосферы, повышенная турбулентность и обострение атмосферных фронтов. При своеобразной “борьбе” северных и южных воздушных масс при ЭЦМ 12а в течение нескольких дней может происходить частая смена погоды, что в значительной степени способствует формированию селей и возникновению лавин.

Структура современного периода (1998-2017 гг.) обеспечивает наибольший с 1899 г.. межширотный обмен воздушных масс. Наблюдается необычайно возмущенное состояние атмосферы, частая смена погоды, рост повторяемости метеорологических экстремумов.

Наиболее опасной в XX веке была погода при ЭЦМ 13л, 12а, 9а и их сочетаниях. В начале XXI века также преобладали эти типы. Однако, очень велика роль ЭЦМ 12а, с которым связано увеличение количества осадков в высокогорье в мае – июне. Летом при ЭЦМ 13л стало меньше осадков, но выше температура воздуха. Активизировались гляциальные сели (Девдораки) и связанные с ними оползни.

В современный период (1998–2014 гг.), в отличие от конца XX века, среди наиболее продолжительных ЭЦМ снова преобладают ЭЦМ с блокирующими процессами (12 тип). В начале XXI века стал очень опасен ЭЦМ 12а – самый турбулентный макропроцесс на Северном полушарии. С ним связаны обильные осадки, наводнения, сели и оползни на Кавказе, в Сибири и на Дальнем Востоке. Погодные условия при ЭЦМ 12а и 13л обеспечивают оптимальный режим для активизации оползневых процессов, особенно при условии преобладания неустойчивых глинистых пород, что характерно для многих горных районов Грузии. Всё это необходимо учитывать в настоящее время при долговременном прогнозировании опасных природных процессов.

Прогнозы опасных экзогенных процессов, составленные на основании анализа изменения солнечной активности и циркуляции атмосферы, показывают только тенденцию. Но при этом указываются периоды, в течение которых наиболее вероятны природные катастрофы.

Авторами неоднократно отмечалось, что наиболее опасная погода на Северном Кавказе связана с ЭЦМ 13л, 12а и некоторыми другими [Мальнева И.В., Кононова Н.К., 2012]. При повышенной суммарной продолжительности того и другого ЭЦМ опасность развития катастрофических природных процессов значительно увеличивается.

Нами установлено, что на Северном Кавказе, в бассейнах рек Баксан, Чегем, Черек, в XX и начале XXI века 42% случаев прохождения селей более чем за 50 лет (с 1953 по 2008 гг.) связано с ЭЦМ 13л. Для гляциальных селей особенно большое значение имеет годовой ход процессоопасного ЭЦМ 13л. Максимальные значения указанного ЭЦМ возможны в июне, июле, августе - месяцах максимальной абляции на ледниках. В отличие от ЭЦМ 13л, максимальная продолжительность ЭЦМ 12а наиболее вероятна в весенние месяцы, когда в высокогорье еще лежит снег. Те же ЭЦМ селеопасны и в Грузии (бассейн Черного моря).

Таблица 1. Макроциркуляционные процессы, приносящие селеопасную погоду в XX веке

Горная система	Селеопасные районы	Селеопасные ЭЦМ для районов
	Бассейны рек Абхазии	2а, 12а, 13л
Кавказ, бассейн Черного моря	Бассейн р. Ингури	12а, 13л
	Бассейн р. Риони	13л, сочетание 12а, 13л
	Бассейн р. Цхеницкали	13л
Центральный Кавказ		13л, 4б, 10б,



Проявления селей в Грузии в течение XXI века собраны только в Интернете. Крупнейшие селевые катастрофы в Грузии в XXI веке также связаны с этими ЭЦМ. Далее отмечена связь селей с ЭЦМ в Грузии и на сопредельных территориях в начале XXI века.

2014 год – Казбекский завал 17 мая, ЭЦМ 13л, и сель 20 и 21 августа – ЭЦМ 13л.

2015 год – Наводнение в Тбилиси в ночь с 11 на 12 июня – ЭЦМ 9а, в течение месяца также ЭЦМ 13л.

2016 год – 24 июня, ЭЦМ 12бл (Новости-Грузия <https://www.newsgeorgia.ge/31851-2/#t20c>)

На Северном Кавказе катастрофические селевые потоки прошли в 2012 году (ЭЦМ 13л, 12бл), в 2017 году, также при ЭЦМ 13л, 14–15 августа (Герхожансу) и 31 августа, когда произошел прорыв озера Башкара в ущелье Адылсу.

### Техногенез

Техногенез, связанный с увеличением потребления природных ресурсов, обуславливающий рост природных катастроф, зависящих от степени устойчивости пород в селевых очагах по отношению к техногенному воздействию.

Активность селей, оползней и других опасных геологических процессов в XXI веке, в отличие от XX века, помимо влияния климатических факторов, все в большей степени обусловлена техногенным фактором. **При этом наиболее сильная активизация оползней и селей происходит при совместном влиянии природных и техногенных факторов. Анализ крупнейших катастроф XXI века, связанных с опасными геологическими процессами, подтверждает это положение.**

Катастрофическое наводнение и связанная с ним активизация оползней и селей произошли в июле 2012 года на Северном Кавказе (Крымск). Одной из причин гибели людей при наводнениях являлось пренебрежительное отношение к состоянию рек и неправильное строительство сооружений в зоне разлива рек. Важной причиной этой трагедии на Черноморском побережье летом 2012 г. явилось неконтролируемое заселение потенциально опасных территорий.

Важнейшим объектом исследования являлись проявления опасных геологических процессов, прогнозирование активизации этих процессов и районирование по степени их опасности на территории Большого Сочи и Красной Поляны – района проведения зимней Олимпиады 2014 года. В процессе исследований были разработаны новые методы прогнозирования и оценки опасности экзогенных геологических процессов [Крестин, Мальнева, 2015].

Особенностью исследуемой территории в начале XXI века является резкое возрастание техногенных нагрузок в период олимпийского строительства. Основными видами воздействия являлись несанкционированное складирование отвалов грунта на склонах, подрезки склонов при строительстве объектов олимпийской инфраструктуры, пригрузка головных частей существующих оползней. В условиях низкой естественной устойчивости территории все это привело к активному развитию как собственно техногенных проявлений ЭГП, так и парагенезов техногенных и ассоциированных с ними природных проявлений. Своеобразие смешанных проявлений заключается в том, что, вследствие широкого развития выветрелых и интенсивно тектонически нарушенных пород весьма малой механической прочности, в процесс, начинающийся в техногенно нарушенных грунтах, вовлекается значительное количество грунтов, находящихся в естественном залегании. В результате объемы последних зачастую существенно превышают объемы техногенных грунтов, инициировавших данное проявление. Подобные проявления опасных геологических процессов и их ассоциаций предлагается назвать техногенно обусловленными. Активность техногенно обусловленных процессов минимум на порядок превышает активность аналогичных процессов в естественном состоянии [Крестин, Мальнева, 2015].

Последствия разрушительного наводнения в Грузии (Тбилиси) в 2015 году, жертвами которого стали 19 человек, были обусловлены, наряду с естественными



причинами, недалевидной и необдуманной деятельностью человека в пойме реки Вере, считают авторы доклада, подготовленного Кавказской сетью неправительственных организаций по охране окружающей среды (CENN, <http://txt.newsru.com/world/27apr2005/potop.html>).

Стихийное бедствие в Тбилиси было вызвано интенсивными осадками в водосборном бассейне реки Вере, прошедшими в ночь на 14 июня. «По нашим наблюдениям, в результате такого дождя за 3-3,5 часа выпало около 100 мм осадков в бассейне реки Вере, что является примерно двухмесячной нормой для бассейна этой реки», - отмечается в докладе.

Но главной причиной катастрофических последствий наводнения было недалевидное и необдуманное хозяйственное освоение человеком низменных районов русла реки Вере еще с середины прошлого века, считают специалисты. Небольшая речка Вере в Тбилиси в ночь на 14 июня превратилась в смертоносный грязевой поток, затопивший дороги, дома и разрушивший большую часть Тбилисского зоопарка.

### **Преимущественная роль краткосрочных и оперативных прогнозов, необходимость разработки методики их составления на современном этапе**

Большое значение имеют прогнозы на локальном уровне. Для получения необходимых данных требуется очень большой комплекс наблюдений, преимущественно инструментальных, а технология и методика этих наблюдений мало разработана. Надо отметить, что составление этих прогнозов возможно только при межведомственном информационном взаимодействии (МЧС, Росгидромет, Роснедра), особенно в период аномальных погодных явлений. На этом уровне большое значение имеет техническое оснащение, использование современных приборов при ведении мониторинга. Для повышения точности оперативной оценки опасности селей, оползней и других опасных геологических процессов целесообразно подвергать анализу все поддающиеся измерению показатели природных явлений и факторов, обуславливающих развитие опасного процесса на конкретной территории – гидрометеорологические, сейсмические, инженерно-геологические, а также некоторые зависящие от эпизодических проявлений активности процессов на Солнце показатели параметров солнечно-земных связей. В первую очередь, скорость плазмы солнечного ветра в околоземном пространстве и плотность протонов в ней. На характеристику космической погоды мы обратили внимание при ежегодных исследованиях условий формирования селей в Приэльбрусье с 2001 до 2016 г. (после катастрофического селя 2000 г.). Опасность формирования гляциального селя в долине р. Аддылсу, случившегося в июле 2008 г. вследствие прорыва высокогорного озера Башкара, прогнозировалась многими специалистами МГУ, ВГИ и других организаций.

Таким образом, в настоящее время увеличилась необходимость в составлении оперативных прогнозов, а тенденцию развития селей на данной территории целесообразно осуществлять на основании изменения атмосферной циркуляции.

### **Список литературы**

- Кононова Н.К. (2015). Изменения циркуляции атмосферы Северного полушария в XX - XXI столетиях и их последствия для климата. *Фундаментальная и прикладная климатология*, 1: 127-156.
- Крестин Б.М., Мальнева И.В. (2015). Активность оползневых и селевых процессов на территории Большого Сочи и ее изменения в начале XXI века. *Геоэкология*, 1: 21-29.
- Мальнева И.В., Кононова Н.К. (2012). Активность селей на территории России и ближнего зарубежья в XXI веке. *Геориск*, 4: 48-54.
- Осипов В.И. (2015). Природные катастрофы: анализ развития и пути минимизации последствий. *Проблемы анализа риска*, 12: 84-93.
- Шеко А.И. (1980). *Закономерности формирования и прогноз селей*. Москва, Недра, 296 с.



## О методике оценки ущерба от воздействия селей

**А.Х. Маркосян<sup>1</sup>, О.В. Токмаджян<sup>1</sup>, В.Г. Айрапетян<sup>1</sup>, Г.А. Иванян<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>*Шушинский технологический университет, Шуши, Республика Армения,  
ashotmarkos@rambler.ru, tokmajyanv@shushitech.am, vrezhghayrapetyan@gmail.com*

<sup>2</sup>*Институт водных проблем и гидротехники им. академика И.В. Егиазарова,  
Ереван, Республика Армения, goharivanyan@yahoo.com*

Непрерывное размывание грунта и накопление наносов становятся причиной преобразования русел рек и их притоков. При прохождении селей в горных и предгорных регионах имеет место разрушение опорных конструкций мостовых и других речных сооружений, коммуникационных путей, переходов, предназначенных для разных трубопроводов, др. инженерных сооружений. На определенное время непригодным становится часть сельскохозяйственных земель. Данные о масштабах причиненного ущерба от воздействия селей населенных пунктов и сельскохозяйственных земель национальная служба статистики Армении не дает. В своих бюллетенях приводится лишь одна цифра для всех видов чрезвычайных ситуаций. Оценка ущерба от селей является трудноопределимой задачей. В докладе представлена методика оценки ущерба от воздействия селей горных рек в сельских населенных пунктах и малых городах.

*селевой поток, сооружение, наносы, русло, отложения, процесс стабилизации,  
руслообразование*

## About the methodology of assessment of damage caused by mudflow action

**A.Kh. Markosyan<sup>1</sup>, O.V. Tokmajyan<sup>1</sup>, V.G. Hayrapetyan<sup>1</sup>, G.A. Ivanyan<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>*Shushi Technological University, Shushi, Republic of Armenia,  
ashotmarkos@rambler.ru, tokmajyanv@shushitech.am, vrezhghayrapetyan@gmail.com*

<sup>2</sup>*Institute of Water problems and hydro-technics after academician I.V. Yeghiazarov,  
Erevan, Republic of Armenia, goharivanyan@yahoo.com*

Continuous soil erosion and accumulation of sediments cause the transformation of river beds and their tributaries. During the passage of mudflows in mountainous and foothill regions there is a destruction of supporting structures of bridge and other river structures, communication paths, transitions which are intended for different pipelines and other engineering structures. For some time, part of the agricultural lands becomes useless. Data on the extent of damage caused by the mudflows affect in settlements and agricultural lands are not provided by the National Statistical Service of Armenia. In their bulletins only one number is given for all types of emergency situations. Assessment of damage from mudflow action is one of the most difficult to determine. The report presents a methodology for assessing damage from mudflows action of mountain rivers in rural settlements and small towns.

*mudflow, structures, alluvial, channel, sediments, process of stabilization, channel  
formation*



## Введение

Объективной реальностью последних десятилетий является увеличение числа катастрофических событий как в мире в целом, так и в отдельных странах. Притом стихийные бедствия стали наблюдаться и в тех местах, где ранее подобные явления не наблюдались. Этому безусловно способствует человеческая деятельность, в основном – её экономическая составляющая, и означает, что развитие техносферы на Земле идет без достаточного учёта имеющихся природных опасностей и создания инженерной защиты от них.

Стихийные бедствия оказывают негативное воздействие на населенные пункты, угрожают жизни людей, разрушают инфраструктуру и создают препятствия на пути дальнейшего социально-экономического развития.

Высокая сейсмическая активность в Армении, горная местность и резкоконтинентальный климат сами собой означают, что такие типы стихийных бедствий, как землетрясения, оползни, обрушения и сели неизменно будут возникать на нашей территории. Современные тенденции роста стихийных бедствий в Армении обусловлены следующими факторами:

- активным влиянием человеческой деятельности на окружающую среду;
- строительством и эксплуатацией промышленных, хозяйственных и жилых объектов в потенциально опасных зонах;
- отсутствием или недостаточным техническим состоянием противооползневых, противоселевых и других гидротехнических сооружений;
- отсутствием комплексных мер организационного характера по предотвращению стихийных бедствий.

Более 30% территории Армении находится под угрозой затопления, а ежегодный ущерб населению и социально-экономической системе составляет порядка 2,0 млрд. драмов.

Весенние паводки и наводнения в Армении начинаются во второй половине марта и продолжаются до июня, а иногда – до июля. Средняя продолжительность паводков составляет 80-120 дней, максимальная – 150, а минимальная - 60 дней.

Наличие 24 предприятий, производящих опасные химические вещества, и тот факт, что 1500 предприятий расположены во взрывоопасных или пожароопасных местах, также увеличивают риски возникновения технологических катастроф [*Страновой профиль...*, 2016].

## Цель и задачи исследований

В Республике Армения (далее РА) первый водный кодекс был разработан в 1992 году. Ныне действующий Водный кодекс РА был разработан и принят в 2002 году. Этот основополагающий документ и сейчас подвергается изменениям, регулирует многие аспекты национальной политики в области водных ресурсов, включая разработку планов управления водными бассейнами (статья 5, в которой рассматриваются основные принципы управления, использования и охраны водных ресурсов и водных систем). В статье 91 Водного кодекса РА (Чрезвычайные ситуации, вызванные вредными воздействиями воды и процедуры их предотвращения) закреплена необходимость эффективного мониторинга и сбора информации о водных ресурсах, а также необходимость действий по созданию системы прогнозирования наводнений и селей.

В качестве основной меры, для уменьшения ущерба в результате стихийных бедствий, постановлением Правительства РА создается информационная система, целью которой является составление прогнозов о возможных бедственных ситуациях, связанных с водными ресурсами.

Информационная система включает текущую информацию и прогнозы о возможности наводнений, селей, оползней и засух и включает информацию о:

- произошедших или возможных наводнениях, селях и оползнях;



- засухах или ожидаемых засухах;
- устойчивости природных водных ресурсов, а также важнейших водных системах (включая водохранилища, охранные зоны рек);
- об опасности, угрожающей здоровью населения.

В целях защиты от наводнений, селей и оползней районы риска возникновения таких явлений регистрируются в государственном водном кадастре.

На основании наблюдений экспертов из Армении, Азербайджана и Грузии была составлена «Карта стихийных бедствий на Южном Кавказе» (2009), которая имеет решающее значение для оценки опасностей и рисков на Южном Кавказе, и особенно в Армении. Карта содержит информацию о землетрясениях, оползнях, селях, наводнениях и засухах, составленных на национальном уровне.

Исследование селевых потоков Армении началось в 1972 году, в результате чего были составлены карты опасных с точки зрения возникновения селевых потоков местностей в масштабе 1: 200 000. Через некоторое время эти карты были обновлены и опубликованы. В 2002 году в рамках «Национального плана действий по борьбе с опустыниванием в Армении» Армянской службой спасения была составлена карта угроз возникновения селевых потоков в масштабе 1: 500 000.

Наконец, последние исследования в этой области были проведены в 2007 году Агентством по управлению водными ресурсами Министерства охраны природы Республики Армения в рамках «Программы обновления и реорганизации географических информационных систем (ГИС), баз данных и планов управления». Риски возникновения селевых потоков представлены исключительно на основе зарегистрированных данных. В качестве фактора риска принимались (оценивались) те районы, где селевые потоки стали причиной человеческих смертей и повреждения инженерных, сельскохозяйственных, природоохранных и экологических объектов. Что касается прямого экономического ущерба, нанесенного стихийными явлениями, а также возможных упущенных выгод, то они никаким образом не были учтены в вышеуказанных документах.

Информация в форме региональных оценок риска стихийных бедствий крайне необходима для подготовки планов долгосрочного социально-экономического развития как отдельных регионов, так и для страны в целом, а также для планирования действий по смягчению последствий и реагирования на чрезвычайные ситуации природного характера. Кроме того, правительственные учреждения, работающие в области снижения риска бедствий, в настоящее время не располагают необходимыми инструментами для оценки рисков и остро нуждаются в них, наряду с укреплением их существующего потенциала. Это предопределило необходимость разработки методологии для оценки риска селевых потоков.

### Результаты исследований

Постановлением Правительства Республики Армения № 281-N от 7 марта 2012 года утверждена Национальная стратегия по сокращению рисков стихийных бедствий в Республике Армения и Программа исполнения мероприятий, направленных на исполнение этой стратегии. В документе в частности отмечается, что в течение 2004-2007 годов селевые потоки нанесли повреждения примерно в 200 населенных пунктах и около 600 участках основных транспортных магистралей. Среднегодовые оценочные потери от селевых потоков за последние четыре года составили 1 165,5 млн. драмов, что эквивалентно 2,9 млн. долларам США, рассчитанных по обменному курсу декабря 2011 года. Количество градов в 2001-2006 годах достигло 46 (средний диаметр града составляет 22-35 мм). В последнее десятилетие сильные наводнения вызвали даже человеческие жертвы. Из-за засухи 2000 года потери сельскохозяйственного сектора оценивались в 25679,5 млн. драмов, что эквивалентно 66,7 млн. долларам США, рассчитанным по обменному курсу декабря 2011 года и составляет 10,1% от валовой сельскохозяйственной продукции.



Согласно расчетам, проведенным по различным сценариям изменения климата, в Армении в 2030, 2070, 2100 годах прогнозируется значительное и неуклонное повышение температуры, особенно в весенний и летний периоды. Прогнозируется, что совокупный объём речного стока к 2030 году сократится на 6,7 процента, к 2070 году - на 14,4 процента, а до 2100 - на 24,4 процента (по сравнению с значениями 1961-2000 годов). Сокращение объёмов водных ресурсов будет напрямую влиять на результаты сельского хозяйства, тем самым снижая уровень продовольственной безопасности страны.

В данном документе отмечается также, что в 1990-2005 годах Армения потеряла 20% своей лесистой территории или около 6300 гектаров леса, что привело к значительному увеличению рисков возникновения селей и оползней.

Следует также отметить, что количество стихийных бедствий в результате схода селевых потоков в Республике Армения за 2012-2016 годы увеличилось в 2012 году составив 4 случая, в 2013 г. – 2, в 2014 г. – 0, в 2015 г. – 1 и в 2016 г. – 7 случаев [Окружающая среда..., 2017]. То есть, случаи стихийных бедствий, связанные с селевыми потоками, участились.

Важно также отметить, что если в 2012 году число зарегистрированных стихийных бедствий в Армении составило 426 случаев, то в 2016 году наметилась тенденция к снижению общего числа таких явлений, составив 389 случая.

Для оценки потенциального экологического ущерба окружающей среде в Республике Армения применяется комплексная оценка, которая осуществляется в соответствии со всеми экологическими компонентами. Возможный экономический ущерб рассчитывается согласно формуле:

$$ВУ = У_з + У_{вод.} + У_{возд.} \quad (1)$$

где: ВУ - возможный комплексный экономический ущерб в денежном выражении;  $У_з$  - представляет собой оценку стоимости ущерба, причиненного экономической деятельностью земельным ресурсам и включает ущерб в виде деградации земель, деградации природных ресурсов, неблагоприятных изменений окружающей среды, приводящих к разрушению или повреждению экосистем;  $У_{вод.}$  - представляет собой оценку ущерба, вызванного прямым и косвенным воздействием экономической деятельности на водные ресурсы;  $У_{возд.}$  - представляет собой оценку ущерба воздушной среде, вызванного воздействием экономической деятельности.

Оценки возможных экономических потерь применяются при обосновании варианта, выбранного в результате анализа всех доступных вариантов предлагаемой деятельности. Расчет возможного экономического ущерба включается в официальный отчет об оценке воздействия на окружающую среду (далее – ОВОС). Методики оценки каждого из вышеприведенных компонентов утверждены отдельными постановлениями Правительства РА.

В настоящее время оценки риска опасных природных процессов и явлений выполняются несколькими способами. К первой группе методов оценки риска можно отнести, те которые практически подменяют понятие риска понятием опасность, что в корне неверно. Риск есть вероятность нежелательных последствий, а опасность – потенциальная угроза. Опасность, как правило, качественная характеристика, полученная различными способами. Среди них можно отметить экспертную оценку, широко распространенную балльную оценку. К другой группе методов оценки риска относятся те из них, которые оценивают вероятность последствий. Они, как правило, основаны на теоретических и статистических исследованиях. В основе лежит утверждение, что риск есть функция подверженности, уязвимости и защищенности объекта от опасного природного воздействия. Последние являются наиболее перспективными методами оценки риска.

На сегодняшний день научных работ по оценке селевого риска крайне мало. В работе В.Л. Бабурина и соавторов [Бабурина и др., 2014] впервые оценены





индивидуальный и коллективный риски селевых потоков на всей территории России в небольшом масштабе.

Для оценки риска селевых потоков были использованы следующие индикаторы:

- вероятность гибели человека в результате селевого потока в течение года на определенной территории (этот показатель является индивидуальным селевым риском);
- вероятное количество жертв от селей в течение года на определенной территории (этот показатель является коллективным риском).

В формулах для расчета индивидуальных и коллективных рисков учитывается их зависимость от таких количественных показателей селевой активности, как частота, продолжительность основного периода селевых потоков, влияние территории и социальные факторы (численности и плотности населения, заселенной площади, уязвимости населения в пространстве и времени, коэффициента смертности).

Оценка коллективного риска производится по формуле:

$$R_{mf} = P_{mf} \times V_s \times V_t \times d \times K_1 \times F, \quad (2)$$

где  $R_{mf}$  - коллективный селевой риск, жертв/год;  $P_{mf}$  - повторяемость селей, раз в год;  $V_s$  - уязвимость населения в пространстве, д. ед.;  $V_t$  - уязвимость населения во времени;  $d$  - плотность населения на оцениваемой территории, чел./км<sup>2</sup>;  $K_1$  - коэффициент летального исхода от селевых явлений;  $F$  - заселенная площадь в пределах селеопасной территории, км<sup>2</sup>.

Уязвимость населения в пространстве  $V_s$  (д. ед.) зависит от пораженности территории селевыми потоками:

$$V_s = S_a/S_t, \quad (3)$$

где  $S_a$  - площадь селеопасной территории в пределах изучаемого бассейна,  $S_t$  - общая площадь бассейна.

Уязвимость населения во времени  $V_t$  (e.d.) зависит от возможного периода присутствия человека в опасной зоне в течение дня и в течение года:

$$V_t = (t_d/24) \times (t_y/365), \quad (4)$$

где  $t_d$  — время нахождения человека в селеопасной зоне в течение суток, часы;  $t_y$  — период присутствия человека в зоне селевых потоков в течение года, равный продолжительности основного периода селевых потоков, в течение которого происходит около 90% всех селей, сут.

Расчет индивидуального селевого риска  $R_{ind}$  (1/год) выполнялся по формуле:

$$R_{ind} = R_{mf}/D, \quad (5)$$

где  $D$  - численность населения на рассматриваемой территории (чел).

Для каждого из бассейнов рассчитываются следующие параметры:

- морфометрические параметры (площадь, наклон, повреждение селевыми потоками);
- характеристики селевой активности (повторяемость);
- оценка численности населения, ее плотность.

Повторяемость селевых потоков определялась по данным научных публикаций, которые характеризуют этот показатель на местном уровне.

Поскольку оценка рисков селевых процессов в экономических показателях проводилась в среднем масштабе, условный валовой муниципальный продукт на уровне муниципалитетов был взят за основу экономического показателя.

Местное самоуправление - это уровень власти, который отражает управляемую территорию среднего базового пространственно-временного цикла человеческой жизни.



Это позволяет в целях моделирования использовать уровень муниципального образования в качестве единицы учета для определения уровня социально-экономического развития административной единицы и для ее корреляции с естественными и производными рисками.

Единая территориальная система вне зависимости от того, какой из элементов или связей затронуты неблагоприятными и опасными природными явлениями реагирует на эти события как единое целое, а значит, социально-экономический потенциал должен оцениваться (вычисляться) не для локальных объектов, а системы в целом. Другими словами, перекрытие лавиной участка автодороги, или разрушение селом мостовых сооружений, линий электропередач и т.п., сказывается на работоспособности всего муниципального образования.

Такой подход позволяет в методическом плане не вести прямой пообъектный учет потенциально уязвимых объектов социальной и промышленной инфраструктуры, а также оценивать системные последствия локальных явлений и процессов. В этом случае вполне возможно ограничиться совокупностью агрегированных социально-экономических показателей для соответствующих административных и территориальных образований. Следует иметь в виду, что количество информации, доступной для анализа, уменьшается пропорционально увеличению фрагментации единиц административно-территориального деления.

Таким образом, для оценки риска селевых потоков на этом уровне доступны следующие данные: размер территории, численность населения, коммерческие и некоммерческие основные фонды, объемы промышленного и сельскохозяйственного производства.

Все это недостаточно для расчета такого основного совокупного показателя состояния МО, как обычный валовой муниципальный продукт. Необходимо учитывать, что Госкомстат РА начиная с прошлого года только разрабатывает показатель ВВП для уровня МО.

В этой ситуации для заявленных целей моделирования предлагается метод расчета комбинированного прямосчетно-нормативного индекса хозяйственной деятельности МО, идентичный валовому региональному продукту.

Суть методологического подхода заключается в проведении итерационной процедуры для получения общей стоимости экономической деятельности в МО (условного валового муниципального продукта) в стоимостном выражении. Для этого:

- объем сельскохозяйственной и промышленной продукции в стоимостном выражении суммируется с производством и распределением электроэнергии, воды и газа, что позволяет на основе прямого учета получать стоимость продукции для реального сектора экономики (производство товара);
- сектор услуг первоначально рассчитывает их подушевой уровень для республики в целом (объем услуг в стоимостном выражении для республики, деленный на численность населения), а затем рассчитанный коэффициент умножается на численность населения МО с получением значений нормативного объема предоставляемых услуг в стоимостном выражении;
- объединение (сложение) значений производства товаров (полученных прямым счетом) и услуг (полученных на основе нормативного подхода) в стоимостном выражении с выводом значений обычного валового муниципального продукта.

Методы оценки риска, которые оценивают вероятность последствий, обычно основаны на теоретических и статистических исследованиях. Они основаны на утверждении, что риск является функцией восприимчивости, уязвимости и защиты объекта от опасного природного воздействия. Они являются наиболее перспективными методами оценки рисков. При оценке риска склоновых процессов (например, селей) используются следующие индикаторы: вероятность события (частота процессов селевых потоков), уязвимость оцениваемых объектов (уязвимость в пространстве и уязвимость во времени), социально-экономических показатели [Мягков, Шнытарков, 2004;



Маркосян и др., 2005]. Предлагаемый метод оценки экономического риска селей применим в мелком и среднем масштабах.

Для оценки риска селевых потоков в экономических показателях вместо плотности населения и численности населения использовались значения условного валового муниципального продукта в административных регионах. Исследования показали, что даже в пределах селевого бассейна не более 5% территории попадает в зону воздействия селевого потока, а чаще всего пораженный участок составляет 1-2% площади селевого бассейна. Вместо коэффициента летальности использовался коэффициент уязвимости объектов. Таким образом, окончательная формула для расчета общего экономического риска от селей выглядит следующим образом:

$$R_p = P \times Y_t \times Y_s \times S \times K_y, \quad (6)$$

где  $R_p$  - полный экономический риск,  $P$  - повторяемость селевых потоков,  $Y_t$  - уязвимость во времени,  $Y_s$  - уязвимость в пространстве,  $S$  - условный валовый муниципальный продукт,  $K_y$  - коэффициент уязвимости зданий.

Уязвимость территорий в пространстве определяется пораженностью территорий селевыми потоками, которая определяется:

$$Y_s = F_{\text{mdf}}/F_{\text{tot}}, \quad (7)$$

где  $F_{\text{mdf}}$  - площадь селеопасных бассейнов в пределах административных районов,  $F_{\text{tot}}$  - площадь административного района.

Уязвимость территорий во времени определяется:

$$Y_t = L_{\text{mdf}}/365, \quad (8)$$

где  $L_{\text{mdf}}$  - продолжительность селеопасного периода, 365 - число дней в году.

Значения индекса уязвимости объектов на территориях муниципальных образований принимаются в зависимости от степени опасности селей: для территорий с низкой степенью селевой опасности - 0,01, в среднем - 0,02 и для высоких - 0,05.

### Заключение

Полученные результаты позволяют определять масштабы причиненного ущерба от воздействия селей горных населенных пунктов и сельскохозяйственных земель.

### Список литературы

- Бабурин В.Л., Гаврилова С.А., Грязнова В.В., Шныпарков А.Л. (2014). Определение полного и удельного экономического риска селевых потоков на Северном Кавказе. III Международная конференция «Селевые потоки: катастрофы, риск, прогноз, защита»: сборник докладов. Южно-Сахалинск, 22–26 сентября 2014 г. Отв. ред. Н.А. Казаков, Сахалинский филиал ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, 97-100.
- Страновой профиль Армении (декабрь 2015г.). (2016). Отчет, подготовленный Министерством территориального управления и чрезвычайных ситуаций РА. Ереван, 148 с.
- Окружающая среда и природные ресурсы в Армении (2017). Статистический сборник, Ер., НСС РА.
- Мягков С.М., Шныпарков А.Л. (2004). Концепция риска. В кн.: Природные опасности России. М.: Изд-во Городец, 4: 265- 274.
- Маркосян А.Х., Токмаджян О.В., Мартиросян Г.А. (2005). Экономика водных ресурсов. С.-Пб., Изд-во ВНИИГ им. Б.Е. Веденеева, 508 с.



## **Рекомендации по мониторингу селевых процессов на автомобильных дорогах, на примере участка дороги от Сулимовского ручья до пограничного поста (с. Эсто-Садок)**

**С.И. Маций, Л.А. Сухляева, В.А. Лесной**

*Кубанский государственный аграрный университет, Краснодар, Россия,  
18800019@yandex.ru*

В статье приведены рекомендации по мониторингу селевых процессов, воздействующих на автомобильные дороги. Мероприятия позволят: своевременно предупредить о возникновении селевого потока и принять меры по обеспечению безопасности; собрать данные о процессах селеобразования; произвести оценку состояния противоселевых конструкций и, в случае необходимости, выполнить их ремонт. Предложенная методика по мониторингу включает визуальные, геофизические, гидрогеологические и гидрологические наблюдения. Ввиду частого схода селей, а также наличия различных мероприятий инженерной защиты (селепропускные, селезадерживающие и противооползневые конструкции), в качестве примера, рассмотрен мониторинг участка автомобильной дороги от Сулимовского ручья до пограничного поста.

*мониторинг; селевые потоки; защита дорог от селевых потоков*

## **Mudflow-processes monitoring recommendations on motorways, by the example of the road section from the Sulimovsky stream to the border point (Esto-Sadok village)**

**S.I. Matsiy, L.A. Sukhlyeva, V.A. Lesnoy**

*Kuban State Agrarian University, Krasnodar, Russia, 18800019@yandex.ru*

The article contains recommendations for monitoring mudflows impact on motorways. The measures will timely warn people about a mudflow and allow them to take measures to ensure safety; collect data on the mudflow processes; to assess the anti-mudflow structures state and, if necessary, repair them. The suggested monitoring methodology includes visual, geophysical, hydrogeological and hydrological observations. Due to frequent mudflow descents, as well as the presence of various examples of engineering protection (anti-mudflow and anti-landslide structures), the monitoring of the road section from the Sulimovsky stream to the border post was considered as the example.

*monitoring; debris flows; mudflows protection of roads*

### **Введение**

Строительство и эксплуатация автомобильных дорог в горных районах сопряжена с риском воздействия опасных инженерно-геологических процессов и одним из которых является сель. Для защиты объектов проводят различные агролесомелиоративные мероприятия, строят противоселевые сооружения. Однако, этого не всегда бывает достаточно. Например, на Черноморском побережье России, происходит увеличение селевой активности, несмотря на принятые меры [Волосухин, 2014; Ефремов, 2014;



Казаков, 2014; Запорожченко, 2014, Между Адлером..., 2015; В Новороссийске..., 2016; В Сочи..., 2017; В горах..., 2017].

Отмечается превышение расчетных параметров селевых потоков, что приводит к удорожанию работ по содержанию противоселевых сооружений и сокращению сроков межремонтного периода.

Мониторинг процессов селеобразования и защитных конструкций позволит своевременно выявить необходимость проведения очистных и ремонтных работ. Целью мониторинга является обеспечение безопасной эксплуатации дорог, путем: своевременного выявления отклонений возводимых и существующих конструкций; определения величин деформаций, их направления и скорости; оповещения населения об опасности и перекрытия доступа к участку возможного схода селя.

### Результаты обследования

В зависимости от класса и назначения, обследуемая автомобильная дорога условно разделена на два участка. Один участок дороги, от Сулимовского ручья до станции канатной дороги «3S» (рис. 1) имеет протяженность 900 м и представляет собой двухполосную автомобильную дорогу. Трасса расположена вдоль р. Мзымта на высоте около 600 м над уровнем моря и является единственным подъездным путем к станции канатной дороги «3S» горнолыжного курорта «Роза Хутор».

Согласно данным Федеральной службы по надзору в сфере природопользования, а также материалам инженерных изысканий, Сулимовский ручей является селеопасным.



Рис. 1. Схема расположения участка автомобильной дороги от Сулимовского ручья до пограничного поста. Космический снимок: [Google].

На этом участке, для защиты автомобильной дороги от воздействия селевых процессов предусмотрены различные мероприятия инженерной защиты. В нижнем течении Сулимовского ручья выполнено устройство селезадерживающих гибких барьеров (рис. 2).



Рис. 2. Селезадерживающий гибкий барьер.

Напротив культурно-этнографического центра «Моя Россия» построено селепропускное сооружение, обеспечивающее сброс селевых потоков в р. Мзымта (рис. 3). Для предотвращения размыва бортов русла, на подходе к мостовому сооружению предусмотрены устои диванного типа из габионов, которые можно отнести к берегозащитным сооружениям. Также данный участок автомобильной дороги включает верховые подпорные стены, выполненные для обеспечения устойчивости склонов, подрезанных при строительстве дороги.



Рис. 3. Селепропускное сооружение.

Ввиду часто возникновения опасных экзогенных процессов, а также большого количества сооружений инженерной защиты, на данном участке рекомендуется проведение геотехнического мониторинга. Можно выделить следующие объекты мониторинга: селеопасный ручей Сулимовский и сооружения инженерной защиты. Расположение рекомендуемых контрольных створов и станций мониторинга показано на рис. 4.



Рис. 4. Расположение контрольных створов и станций мониторинга. Космический снимок: [Google].

Мероприятия по мониторингу селеопасного ручья включают визуальные, геофизические, гидрогеологические и гидрологические наблюдения.

При визуальном наблюдении оценивается общее состояние поверхности, динамика развития эрозионных процессов, характеристика накопленного селеформирующего материала (объем, состав, ширина и высота отложений).

Геофизические наблюдения включают определение уровня и количества водоносных горизонтов методами электропрофилеирования (ЭП) и вертикального электрического зондирования (ВЭЗ).

В рамках гидрологических наблюдений осуществляется контроль количества выпавших климатических осадков [Chou, 2014]. При выпадении определенного количества осадков в короткий промежуток времени, рекомендуется автоматически уведомлять автомобилистов, пешеходов и спецслужбы о возможности селеобразования. Определение количества осадков, активизирующих селевые процессы, выполняется по статистическим данным для конкретного района.

Для непрерывного наблюдения предполагается организация автономных метеорологических станций. Их количество зависит от длины селевого русла. Исходя из протяженности 4000 м для р. Сулимовского, рекомендуется устройство не менее четырех станций мониторинга.

Каждая станция включает не менее двух датчиков уровня воды (радары), расположенных по границам селевого русла, и одного геофона (сейсмометра), устраиваемого на не затапливаемом участке. Радары необходимы для контроля уровня селевого потока в русле, сейсмометры – для фиксации скорости приближения селевого потока к защищаемому объекту. Также для визуальной фиксации перемещения селевого потока и оценки работы сооружений инженерной защиты (в данном случае мостовое сооружение и гибкий барьер) рекомендуется предусматривать монтаж цифровых видеокамер.

Радары можно монтировать как на специально подготовленных опорно-консольных конструкциях, так и на существующих сооружениях. В данном случае радары рекомендуется устанавливать на мостовом сооружении и гибком барьере. Сейсмометры, учитывая относительно небольшую глубину селевого русла, допускается располагать на поверхности.

Для контроля количества и распространения грунтовых вод, рекомендуется



разбить контрольные створы из скважинных пьезометров и индикаторов уровня грунтовых вод (ИУГВ). ИУГВ рекомендуется располагать по границам селевого бассейна. На обследуемом участке, учитывая размеры селевого бассейна, рекомендуется заложить контрольный створ, состоящий из трех скважин пьезометрических наблюдений и двух скважин с ИУГВ.

В рамках геотехнического мониторинга гибких барьеров выполняются визуальные, ультразвуковые, геофизические, геодезические и тензометрические наблюдения.

Визуальные наблюдения заключаются в осмотре железобетонного фундамента (выявление трещин, просадок), металлических улавливающих сеток, продольных тросов, тормозных устройств на наличие деформаций (удлинение, усталостные трещины).

Для определения внутренних деформаций, выполняются ультразвуковые и магнитные наблюдения. При определении механических свойств металлических конструкций, рекомендуется применять портативные переносные приборы, такие как Польди-Хютта, Баумана и др.

Оценка фактического состояния грунтов основания проводится методами электропрофилирования (ЭП) и вертикального электрического зондирования (ВЭЗ).

Геодезические наблюдения выполняются для опорных элементов гибких барьеров с применением деформационных марок и струнных деформометров. Деформационные марки закрепляют в верхней части каждой опоры. Для контроля смещения опор фундамента относительно друг друга дополнительно рекомендуется устройство струнного деформометра.

Для тензометрических наблюдений рекомендуется применение струнных растяжек и датчиков тормозных устройств. Учитывая высоту опор фундамента (около 200 см) струнные растяжки рекомендуется закладывать с шагом 0,5 м по высоте сооружения. Датчики тормозных устройств следует располагать в верхней части сооружения в количестве не менее четырех.

Для контроля технического состояния селепропуска рекомендуется выполнение визуальных, ультразвуковых и геофизических наблюдений.

При визуальном наблюдении оценивается состояние железобетонных плит основания и габионных конструкций, расположенных по бортам. При помощи ультразвука проверяют состояние защитного слоя конструкции на участках подверженных воздействию селевого потока. Фиксируют места оголения и коррозии арматуры; наличие сколов, трещин, разрывов проволоки обвязки габионов; других деформаций способных привести к снижению работоспособности.

Для габионных конструкций также выполняются геодезические наблюдения верхней части сооружения с применением деформационных марок. Деформационные марки следует располагать на участках, подверженных наибольшим воздействиям.

Геодезические наблюдения железобетонных берегозащитных сооружений (подпорных стен), рекомендуется выполнять, как для противооползневых подпорных сооружений.

Другой участок дороги, от канатной станции «3S» до пограничного поста, является технологическим и выполнен для подъезда к посту и электрической подстанции. Дорога на этом участке также подвержена воздействию селевых потоков, но техногенного генезиса. Возникновение селей связано с увлажнением отвалов грунта, образовавшихся при строительстве автомобильной дороги от ГК «Альпика-Сервис» до финишной зоны ГК «Роза Хутор» (рис. 4).

На участке обследования обнаружены шесть селевых ложбин, активизация которых наблюдается при выпадении определенного количества осадков (рис. 5-7).



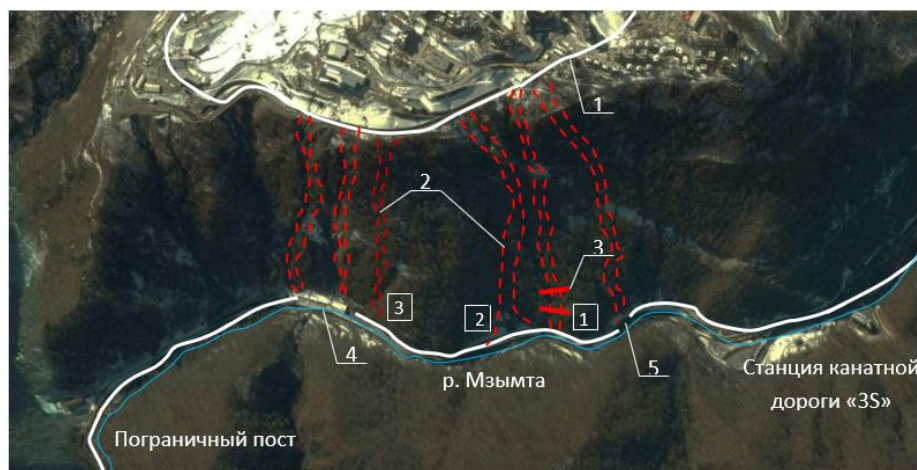


Рис. 5. Схема расположения автомобильной дороги от Сулимовского ручья до пограничного поста [Google]. 1 – автомобильная дорога от ГК «Альпика-Сервис» до финишной зоны ГК «Роза-Хутор»; 2 – селевые ложбины (русла); 3 – гибкий улавливающий барьер; 4 – арочная галерея; 5 – рамная галерея



Рис. 6. Конус выноса селевого потока (участок № 2).



Рис. 7. Конус выноса селевого потока (участок № 3).

Для защиты автомобильной дороги устроены различные противоселевые сооружения. По верховому склону, вдоль дороги, проведены мероприятия, включающие удерживающие нагельные поля с противэрозионной кольчужной сеткой. В основании откосов практически на протяжении всего участка выполнены железобетонные подпорные стенки на свайном основании. Данные сооружения помимо основной выполняют функцию улавливания осыпающего материала. Выполнено устройство селепропускных рамных и арочных галерей (рис. 8, 9), а также гибких селезадерживающих барьеров.



Рис. 8. Селепропускная рамная галерея.



Рис. 9. Селепропускная арочная галерея.

На данном участке необходимо учитывать, что основным селеформирующим материалом являются насыпные грунты, поэтому выполнение геофизических и гидрологических наблюдений не целесообразно.

Рекомендуется устройство системы мониторинга влажности грунтов, удалённого визуального наблюдения (цифровые видеокамеры) с автоматизированной системой регистрации, сбора, хранения и передачи данных. Фиксацию и передачу данных о сходе селей непосредственно на дорогу рекомендуется выполнять при помощи датчиков наклона, установленных на расстоянии 2–2,5 метров от кромки проезжей части (Ковалева, 2014). Для оповещения и остановки движения транспортных средств предусмотреть устройство громкоговорителей и светофоров со шлагбаумами.

Целью визуальных наблюдений, в основном, является определение области



расположения селеобразующих материалов для устройства систем мониторинга влажности грунтов и точек установки цифровых видеокамер.

Геодезические наблюдения конструкций рамной и арочной галереи следует выполнять традиционными методами с применением деформационных марок. Деформационные марки следует располагать в местах возникновения коррозии, прогибов, трещин. Прогиб конструкций измеряется при помощи ленточных экстензометров. Тензометрические наблюдения выполняются с применением наружных датчиков деформации при обнаружении трещин усталостного характера.

Мониторинг гибких противоселевых барьеров выполняется так же, как и на первом участке.

### Заключение

В рамках геотехнического мониторинга сооружений инженерной защиты на автомобильных дорогах, в зависимости от условия формирования селей и типов сооружений, рекомендуется выполнять визуальные, геофизические, геодезические и тензометрические наблюдения.

При визуальном наблюдении оценивается общее состояние поверхности, характеристика накопленного селеформирующего материала (объем, состав, ширина и высота отложений, динамика развития эрозионных процессов).

Геофизические наблюдения заключаются в определении уровней и количестве водоносных горизонтов методами электропрофилирования (ЭП) и вертикального электрического зондирования (ВЭЗ).

В рамках гидрологических наблюдений осуществляется контроль количества выпавших климатических осадков.

Геотехнический мониторинг предполагает организацию автономных метеорологических станций. Их количество зависит от протяженности селевого русла. Каждая станция мониторинга включает не менее двух датчиков уровня воды, расположенных по границам селевого русла, и одного геофона, устраиваемого на его устойчивой части.

Для фиксации приближения селевого потока в местах расположения сооружений инженерной защиты рекомендуется предусматривать монтаж цифровых видеокамер.

Фиксацию и передачу данных о сходе селей непосредственно на дорогу рекомендуется выполнять при помощи датчиков наклона, установленных на расстоянии 2 – 2,5 метров от кромки проезжей части.

Предложенные мероприятия позволят своевременно предупредить о возникновении селевого потока и принять меры для обеспечения безопасности, собрать данные о процессах селеобразования, а также выполнить оценку состояния противоселевых конструкций.

### Список литературы

- Волосухин В.А., Титоренко А.И. (2014). Селевые процессы в бассейне реки Мзымта (Западный Кавказ). Геориск, 4: 38-43.
- Волосухин В.А., Ткаченко Ю.Ю. (2014). Организация гидрологического мониторинга с целью информационного обеспечения региональной системы предупреждения чрезвычайных ситуаций и защиты населенных пунктов (на примере Краснодарского края). Наука и безопасность, 2: 65-67.
- Ефремов Ю.В. (2014). Анализ эффективности мероприятий по защите инфраструктуры от селевых потоков. Геориск, 3: 12-15.
- Запороженко Э.В. (2014). Северный Кавказ: селевые вызовы 21 века. Геориск, 3: 42-47.
- Казаков Н.А. (2014). Техногенные сели в Красной поляне. Материалы 3 Международной конференции «Селевые потоки: катастрофы, риск, прогноз, защита», Южно-Сахалинск, с. 202-205.
- Ковалёва Я.В., Кудрявцев С.А., 2014. Система мониторинга предупреждения схода селевых потоков на объекты инфраструктуры железных дорог России. Материалы 3 Международной



- конференции «Селевые потоки: катастрофы, риск, прогноз, защита», Южно-Сахалинск, 182-184.
- Chou H.T., Lee C.F., Huang C.H., Yang S.L. (2014). The monitoring and flow dynamics of gravelly debris flows. Proceedings of 3 International Conference on Debris Flows: Disasters, Risk, Forecast, Protection, 65-68.
- Картографические данные Google (2018).  
<https://www.google.ru/maps/@44.7156574,37.864113,959m/data=!3m1!1e3>
- Между Адлером и Красной Поляной в Сочи на трассу сошли сели (2015)  
<http://kuban24.tv/item/mejdu-adlerom-i-krasnoy-polyanoy-v-sochi-na-trassu-soshli-seli-124047>  
(дата обращения: 29.08.2018).
- В Новороссийске сел сошел на дорогу в Абрау-Дюрсо (2016). <http://kuban24.tv/item/v-povorossiyske-sel-soshel-na-dorogu-v-abrau-dyurso-140715> (дата обращения: 29.08.2018).
- В Сочи сошел второй за неделю сел (2017). <http://www.vkpress.ru/glavnoe/v-sochi-soshel-sel/?id=76719> (дата обращения: 29.08.2018).
- В горах Сочи спасатели эвакуируют заблокированных сошедшим селом туристов (2017). <http://old.kubantv.ru/proisshestvija/v-gorax-sochi-spatateli-evakuiruyut-zablokirovannyh-soshedshim-selem-turistov/> (дата обращения: 29.08.2017).



## Концепция мониторинга селевой опасности в Иле Алатау

**А.Р. Медеу<sup>1</sup>, М.А. Аскарлова<sup>2</sup>, В.П. Благовещенский<sup>1</sup>, С.У. Ранова<sup>1</sup>,  
Б.С. Степанов<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>*Институт географии МОН РК, Алматы, Казахстан, ingeo\_2009@mail.ru,  
victor.blagov@mail.ru, sandu2004@mail.ru, bs.stepanov@gmail.ru*

<sup>2</sup>*Казахский национальный университет им. Аль-Фараби, Алматы, Казахстан,  
maulken@mail.ru*

Приводится описание системы автоматизированного мониторинга селевой опасности в Иле Алатау, разработанной для предотвращения ущерба от селей на территории города Алматы. Система состоит из четырех блоков: оценка обстановки, наблюдение, анализ и прогноз, предупреждение об угрозе селя. Мониторинг осуществляется на станциях четырех типов: станции на ледниковых озерах, станции в очагах формирования селей, станции в селевых руслах, станции на селезащитных сооружениях. В процессе мониторинга производится автоматическое измерение следующих параметров: температура воздуха, количество и интенсивность атмосферных осадков, температура и уровень воды в озере, уровень воды в селевом русле, температура и влажность грунта. Станции мониторинга оснащены также датчиками схода селя и видеокамерами. Для экстренного оповещения используются сирено-речевые установки. Данные со станций мониторинга по беспроводной сети передаются в центр управления, который может работать в режиме автоматического и ручного управления.

*мониторинг селевой опасности, селевые потоки, раннее предупреждение*

## Conception monitoring of the mudflow hazard in Ile Alatau

**A.R. Medeu<sup>1</sup>, M.A. Askarova<sup>2</sup>, V.P. Blagovechshenskiy<sup>1</sup>, S.U. Ranova<sup>1</sup>,  
B.S. Stepanov<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>*Institute of Geography MES RK, Almaty, Kazakhstan, ingeo\_2009@mail.ru,  
victor.blagov@mail.ru, sandu2004@mail.ru, bs.stepanov@gmail.ru*

<sup>2</sup>*Al-Farabi Kazakh National University, Almaty, Kazakhstan, maulken@mail.ru*

There is a description of the automated monitoring system of the mudflow hazard in Ile Alatau, that has been developed for the prevention of damage from mudflows in Almaty city. The system consists of four blocks: assessment of the situation, observation, analysis and forecast, warning of the mudflows. Monitoring is carried out on the stations of four types: stations on glacial lakes, stations in mudflow formation sites, stations in mudflow channels, stations on protective dams. During the monitoring process, the automatic measurement of the following parameters is carried out: air temperature, quantity and intensity of precipitation, temperature and water level in the lake, water level in the mudflow channel, temperature and humidity of ground. Monitoring stations are also equipped with the mudflow sensors and video cameras. Alarm voice units are installed in dangerous sites of roads. Data from the monitoring station are sent by a wireless network to the control center, which can be operated both automatically and manually.

*monitoring of mudflow hazard, mud flows, early warning*



## Введение

Селевые потоки представляют собой большую опасность для населения и экономики Приалматинского региона Казахстана. Крупные селевые катастрофы происходили здесь в 1921, 1956, 1963, 1977, 1982, 1993, 1999, 2006, 2014 и 2015 годах. Анализ селевой активности и сведения о селевых катастрофах в Иле Алатау приведены в работах [Горбунов и др., 2001; Виноградов и др., 1976; Дуйсенов, 1971; Лантев, 1990; Медеу и др., 2016; Попов и др., 1980].

Существующая система защитных сооружений не обеспечивает необходимый уровень селевой безопасности. В частности, совершенно не защищены от селей участки, расположенные выше селеудерживающих плотин, и участки, подверженные воздействию селей, образующихся в селевых очагах, находящихся ниже этих плотин. Поэтому давно назрела необходимость создания автоматизированной системой мониторинга селевой опасности и раннего предупреждения о селевой угрозе.

Под мониторингом селевой опасности понимается регулярное измерение, анализ и прогнозирование характеристик селеформирования, наблюдение за ходом селевого процесса, прогноз характеристик селей во времени и пространстве, а также раннее оповещение об угрозе или возникновении селевого потока.

Автоматизированный мониторинг селевой опасности и раннее предупреждение о селевой угрозе успешно применяются за рубежом [Ghosh, et al., 2012; Bad, et al., 2009; Comiti et al., 2014; Romang, 2011]. В работах [Замай, 2014, 2015; Степанов и др., 2016] рассматриваются проблемы и возможности создания таких систем в Казахстане. В данной статье приводится описание проектируемой системы мониторинга и раннего оповещения о селевой опасности в бассейнах рек Киши и Улкен Алматы, Каргалы и Акса, в которых формируются сели, угрожающие территории города Алматы.

## Основные принципы создания и функционирования системы мониторинга селевой опасности

Автоматизированная система мониторинга селевой опасности в селеопасный период (с середины мая до середины сентября) должна функционировать в круглосуточном непрерывном режиме. В зимний период часть датчиков и станций консервируются. Некоторые станции мониторинга на этот период могут сниматься и храниться на складе. Там же может проводиться их техническое обслуживание. Поэтому важно, чтобы такие станции были транспортабельны, легко монтировались и демонтировались. Проверка жизнеспособности автоматической системы оповещения о селевой опасности должна осуществляться с интервалами не более 5 минут.

Автоматическая система мониторинга селевой опасности дождевого генезиса должна базироваться на информации о положении сезонной снеговой линии, высоте нулевой изотермы, наличии и объемах селеформирующих грунтов и их предварительном увлажнении, состоянии растительного покрова, интенсивности и продолжительности жидких осадков. Характеристики факторов селеформирования хранятся, анализируются и обновляются в оперативных банках, являющихся составной частью системы мониторинга селевой опасности. Оперативные данные, используемые при прогнозе селей, поступают на момент составления сверхкраткосрочных прогнозов непосредственно с пунктов мониторинга. При прогнозе селевой опасности необходимо рассматривать совокупности метеорологических параметров и их взаимное влияние. Например, выпадение осадков уменьшает температуру воздуха, уменьшение температуры воздуха изменяет положение нулевой изотермы, уменьшение высоты нулевой изотермы может привести к изменению фазового состава осадков, выпадение осадков в твердом виде влияет на характеристики стока поверхностных и подземных вод, последнее может привести к прекращению селеформирования.

Место расположения пунктов мониторинга должно быть максимально приближено к очагам зарождения селей. С начала выпадения осадков система предупреждения о селевой опасности дождевого генезиса должна работать в



непрерывном режиме. В безопасный период автоматическая система мониторинга селевой опасности дождевого генезиса должна работать в режиме наблюдения станций государственной метеорологической службы.

### Состав наблюдаемых параметров

Состав наблюдаемых параметров зависит от состава селеформирующих факторов, обуславливающих формирование селей в данном селевом бассейне, селевом русле или селевом врезе. Поэтому он будет разным для селей разного генезиса (гляциального или дождевого). Измеряемый параметр должен иметь существенное значение для формирования селя. Он должен входить в прогностическую схему, которая позволяет оценить степень селевой угрозы и сформулировать прогноз селя. Этот параметр должен быть измеряемым и для его измерения должны иметься соответствующие надежные и практичные датчики.

Сели гляциального генезиса. Для селей гляциального генезиса в качестве прогностических признаков используются: температура воздуха, положение нулевой изотермы, солнечная радиация, атмосферные осадки, режим стока, состояние озерных перемычек.

Как показала практика, использование только метеорологических показателей при прогнозе прорыва высокогорных водоемов не приводит к положительным результатам. Более эффективным представляется использование связи температуры воздуха с талым стоком. Незакономерное изменение режима стока, резкое уменьшение уровня воды в водоемах могут служить предикторами прорыва поверхностных и подземных водоемов.

Таким образом, станции мониторинга на прорывоопасных ледниковых озерах должны измерять следующие параметры:

- Температура воздуха;
- Осадки;
- Температура воды в озере;
- Уровень воды в озере;
- Скорость изменения уровня воды в озере;
- Приток воды в озеро;
- Расход воды, вытекающей из озера;
- Температура грунта озерной перемычки;
- Влажность грунта озерной перемычки;
- Сейсмодатчик;
- Датчик схода селя.

Измерение уровня воды в поверхностном канале стока позволяет оценить вероятность прорыва озера поверхностным путем. Скорость подъема воды определяет время переполнения озера. Резкое падение уровня воды сигнализирует о возможности подземного прорыва.

Измерение температуры воздуха необходимо для прогнозирования притока талой воды с ледника.

Измерение количества и интенсивности осадков позволяет оценить приток воды в озеро и возможность его переполнения

Измерение температуры грунта перемычки на разных глубинах позволяет контролировать процесс протаивания сезонной и многолетней мерзлоты и возможность просадки или размыва, а также формирования подземных каналов стока.

Измерение влажности грунта перемычки позволяет оценить ее прочность и устойчивость к размыванию и прорыву.

Сейсмодатчик, установленный вблизи вероятного пути прорыва озера, позволяет уловить начало сдвига камней в русле, свидетельствующем о начале селевого процесса.

Датчик схода селя дает однозначный сигнал о возникновении селевого потока.



Видеокамера дает наглядную картину текущей обстановки. Для экономии трафика связи целесообразно установить ее в режим фотокамеры с передачей снимков 1 раз в час. Переключение на видеорежим надо делать только в экстренных случаях.

*Сели дождевого генезиса.* Очагами формирования дождевых селей могут быть как большие площади эродированных поверхностей (бедленды, поверхности скольжения крупных обвалов, где образуются очаги рассредоточенного селеобразования), так и линейные образования (врез, рывтина и т.д. – очаги сосредоточенного селеобразования).

На станциях мониторинга в очагах образования дождевых селей необходимо измерять следующие параметры:

- Температура воздуха;
- Осадки;
- Температура грунта;
- Влажность грунта;
- Уровень воды в селевом врезе;
- Сейсмодатчик;
- Датчик схода селя.

Основным параметром, подлежащим измерению на этих станциях, является количество и интенсивность выпадения осадков, поскольку они входят во все методики прогноза дождевых селей. Вторым по важности параметром является влажность грунта, позволяющая оценить устойчивость бортов селевых врезов.

Измерение уровня воды в селевом русле позволяет оценить расход воды и возникновение предпосылок к развитию селевого процесса.

Сейсмодатчик позволяет уловить начало сдвига камней в русле, свидетельствующем о начале селевого процесса.

Датчик схода селя дает однозначный сигнал о возникновении селевого потока.

*Станции в селевых руслах* предназначены для обнаружения факта прохождения селя и слежения за его развитием.

Основным параметром, подлежащим измерению на этих станциях является высота потока воды в селевом русле. Для каждой станции должны быть определены критические значения этого параметра.

Сейсмодатчик позволяет уловить начало сдвига камней в русле, свидетельствующем о начале селевого процесса.

Датчик схода селя дает однозначный сигнал о возникновении селевого потока. При срабатывании этого датчика должны автоматически включаться сирены, громкоговорители и светофоры.

На отдельных станциях, расположенных в особенно важных местах нужно установить видеокамеры, включаемые по команде оператора, для контроля показаний датчиков.

*Станции на селезащитных дамбах* предназначены для контроля процесса воздействия селя на сооружение. При этом необходимо следить за скоростью заполнения селехранилища и расходом воды в нижнем бьефе плотины.

Основными параметрами, подлежащими измерению на этих станциях, являются высота селевых отложений в селехранилище и высота потока воды в русле реки ниже плотины. Для обоих параметров должны быть определены критические значения.

Датчик уровня воды в теле плотины позволяет контролировать фильтрацию жидкой составляющей селя в теле плотины и судить о ее устойчивости.

Сейсмодатчик позволяет уловить начало сдвига камней в русле, свидетельствующем о начале селевого процесса.

Видеокамера позволяет вести визуальный контроль за развитием ситуации.

### **Система автоматизированного мониторинга селевой опасности**

В систему автоматизированного мониторинга селевой опасности входят станции четырех типов (рисунки 1. 2): станции на моренно-ледниковых озерах, станции в





селевых очагах, станции на селевых руслах, станции на селезащитных дамбах. Со станций мониторинга данные передаются по беспроводной сети на центральный диспетчерский пункт с сервером для сбора и обработки данных и автоматизированным рабочим местом оператора, оборудованном мониторами для визуализации результатов измерений и видеонаблюдений.

На рисунке 3 приведены места расположения станций проектируемого мониторинга в бассейнах рек Киши и Улкен Алматы, Каргалы и Аксая в Иле Алатау. Всего предполагается установить 8 станций на ледниковых озерах, 6 станций в селевых очагах, 10 станций в селевых руслах и 5 станций на селезащитных дамбах.

Сирены аварийного оповещения кроме звукового сигнала должны передавать речевые сообщения. Дальность распространения звукового сигнала должна быть не менее 1 км.

Станции, расположенные в местах, где нет постоянного источника электроэнергии, должны обеспечиваться автономными системами энергоснабжения (солнечные батареи, ветрогенераторы, аккумуляторы) в зависимости от местных условий. Система должна обеспечивать бесперебойное снабжение электроэнергией станции на протяжении не менее 6 месяцев.

Система передачи данных со станций на центральный сервер использует УКВ или КВ радиоканалы или спутниковую связь в зависимости от местных условий прохождения радиосигнала. Способ передачи данных определяется на стадии проектирования системы.

Все устройства должны иметь защиту от внешних воздействий. Устройства, устанавливаемые на неохраняемых территориях, должны иметь антивандальную защиту.

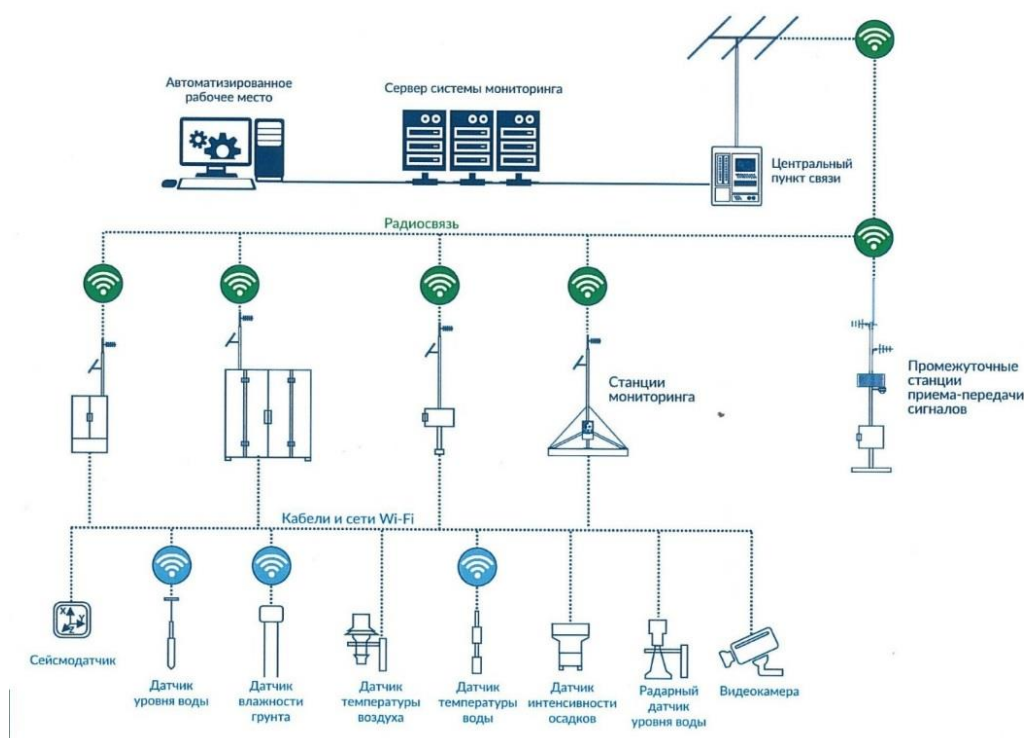


Рис. 1. Схема мониторинга селевой опасности.

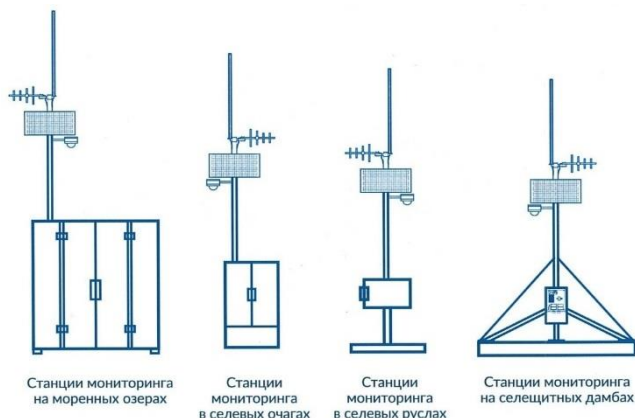


Рис. 2. Типы станций мониторинга.

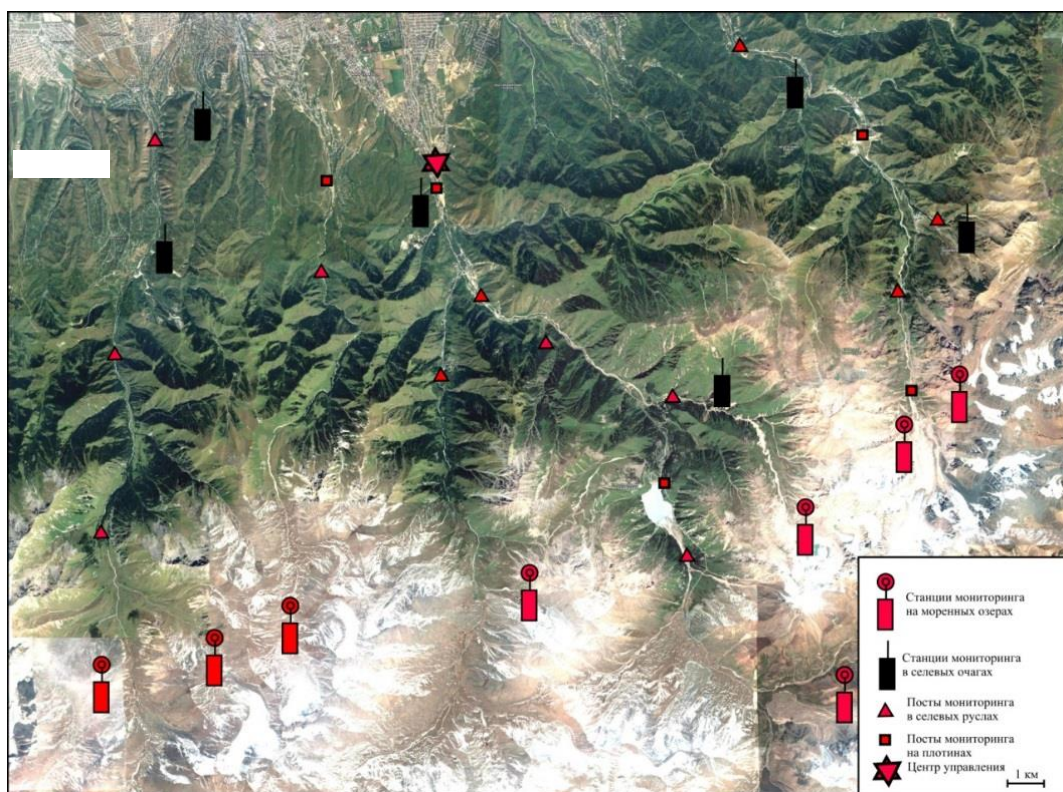


Рис. 3. Схема расположения пунктов мониторинга селевой опасности.

*Средства связи и передачи данных.* Для передачи данных со станций наблюдения на сервер Центра управления может осуществляться тремя способами:

1. УКВ радиосвязь;
2. Мобильная GSM связь;
3. Мобильная спутниковая связь.

Возможность передачи данных по УКВ радиосвязи зависит от рельефа местности в пункте расположения станции мониторинга. В настоящее время на всех постах Казселезащиты связь осуществляется по УКВ связи в диапазоне 136-174 МГц. В качестве передающих устройств можно использовать мобильные цифровые радиостанции MOTOTRBO DM 4400 (США) или HITERA (КНР). Станции HITERA являются более современными и имеют большие возможности.

Для использования GSM связи необходимо, чтобы станция мониторинга находилась в зоне покрытия мобильной связью. В настоящее время мобильная связь



обеспечивается в низкогорной и среднегорной зонах бассейнов Киши и Улкен Алматы и в низкогорной зоне бассейнов Каргалы и Аксай.

Для станций, расположенных вне зоны доступности GSM связи и вне зоны радиовидимости УКВ связи можно использовать спутниковую связь.

### Режимы работы системы мониторинга

Система должна поддерживать следующие режимы функционирования:

1. Дежурный.
2. Тревожный.
3. Аварийный.

В дежурном режиме данные со станций мониторинга передаются на центральный сервер 4 раза в сутки.

Тревожный режим включается при прогнозе выпадения осадков, а также при пороговых значениях наполнения моренных озер. Передача данных происходит ежечасно. Включение тревожного режима происходит по команде оператора для тех станций, на которых сложилась тревожная ситуация.

Аварийный режим включается при красном уровне селевой опасности при превышении пороговых значений контролируемых параметров, когда появляется реальная угроза схода селя в ближайшие часы, а также при срабатывании датчика обнаружения селя. Передача данных с угрожаемых объектов происходит ежеминутно. Аварийный режим включается автоматически или по команде оператора.

### Благодарности

Статья написана по материалам исследований, финансируемых Комитетом науки МОН РК. Проект грантового финансирования № AP05132214 «Селебезопасность Республики Казахстан».

### Список литературы

- Виноградов Ю.Б., Хонин Р.В., Земс А.Э. (1976). Селевой поток 15 июля 1973 г. на Малой Алматинке. Селевые потоки, 1: 60-73. Л., Гидрометеоиздат.
- Горбунов А.П., Северский Э.В. (2001). Сели окрестностей Алматы: Взгляд в прошлое. Алматы, 80 с.
- Дуйсенов Е. (1971). Селевые потоки в Заилийском Алатау. Алма-Ата, Казахстан, 192 с.
- Замай В.И. (2014). Проблемы мониторинга селевой опасности горных районов Казахстана. Проблемы автоматизации и управления, 2: 31-40.
- Замай В.И. (2015). Методы и технические средства мониторинга селевой опасности горных территорий. Проблемы автоматизации и управления, 1: 148-157.
- Лаптев В.И. (1990). Описание селевого потока 3-4 августа 1977 г. в бассейнах рек Кумбельсу и Большой Алматинки. Селевые потоки, 5: 55-59.
- Медеу А.Р., Баймолдаев Т.А., Киренская Т.Л. (2016). Селевые явления Юго-Восточного Казахстана: Антология селевых явлений и их последствий. Алматы, Институт географии, 576 с.
- Попов В.И., Степанов Б.С., Мочалов В.П. (1980). Селевые явления 3-31 августа 1977 г. в бассейне р. Большая Алматинка. Селевые потоки, 4: 57-63. М., Гидрометеоиздат.
- Степанов Б.С., Яфязова Р.К. (2016). Селевые явления Юго-Восточного Казахстана: Селевые процессы и селетехнические сооружения. Алматы, Институт географии, 434 с.
- Bad A., Graf C., Rhyner J., Kuntner R., McArdeil B.W. (2009). A debris-flow alarm system for the Alpine Illgraben catchment: design and performance. Natural Hazards, 49: 217-539.
- Comiti F., Marchi L., Macconi P., Arattano M., Bertoldi G., Borga M., Brardinoni F., Cavalli M., D'Agostino V., Penna D., Theule J. (2014). A new monitoring station for debris flows in the European Alps: first observations in the Gadria basin. Natural hazards, 73: 1175-1198.
- Ghosh J.K., Bhattacharya D., Samadhiya N.K., Boccardo P. (2012). A generalized geo-hazard warning system. Natural Hazards, 64: 1273-1289.
- Romang H., Zappa M., Hilker N., Gerber M., Dufour F., Frede V., Bérode D., Oplatka M., Hegg C., Rhyner J. (2011). IFKIS-Hydro: an early warning and information system for floods and debris flows. Natural Hazards, 56: 509-527.



## Гидравлический расчет противоселевого сооружения с донной решеткой для гашения кинетической энергии несвязного селевого потока с целью трансформации его в обыкновенный наносонесущий поток

О.Г. Натишвили<sup>1</sup>, Г.В. Гавардашвили<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Национальная академия наук Грузии, Тбилиси, Грузия, o.natishvili@gtu.ge

<sup>2</sup>Институт водного хозяйства им. Ц. Мицхулава Грузинского технического университета, Тбилиси, Грузия, givi\_gava@yahoo.com

Основным элементом противоселевого сооружения с донной решеткой является металлическая решетка, которая обеспечивает частичное разделение твердого и водного компонентов смеси. Решетка обеспечивает гашение той части кинетической энергии потока, которая проходит через решетку. Этим транспортирующая способность потока значительно снижается и происходит выпадение крупных каменных включений в зоне построенного сооружения.

*несвязный селевой поток, донная решетка, трансформация, наносонесущий поток*

## Hydraulic calculation of anti-mudflow structure with a bottom grating to extinguish the kinetic energy of noncohesive debris flow to transform it into an ordinary silt-carrying flow

O.G. Natishvili<sup>1</sup>, G.V. Gavardashvili<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Georgia National Academy of Sciences, Tbilisi, Georgia, agr.otari@science.org.ge

<sup>2</sup>Ts. Mirtskhulava Water Management Institute of Georgian Technical University, Tbilisi, Georgia, givi\_gava@yahoo.com

The principal component of the anti-mudflow structure with a bottom grating is metal grating, which provides an incomplete isolation of the solid and watery components of the mixture. The grating ensures the extinguishment of the part of the kinetic energy of the flow passing through the grating. As a result, the transportability of the flow reduces significantly and large stone admixtures fall out into the zone of the built structure.

*noncohesive debris flow, bottom grating, transformation, silt-carrying flow*

### Введение

Основным элементом противоселевого сооружения с донной решеткой является металлическая решетка (с продольным или поперечным расположением стержней). Она обеспечивает частичное разделение твердого и водного компонентов смеси (рис. 1). На каждой ступеньке каскада решетчатых сооружений из поступающего потока постепенно выпадают твердые включения с заданным диаметром камней. В зависимости от рельефа местности, где намечено строительство, сооружения размещаются таким образом, чтобы максимальное количество крупных включений имело возможность отложения в русле водотока.

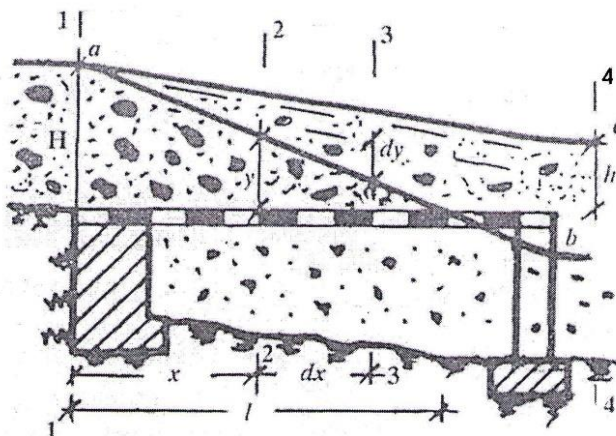


Рис. 1. Схема противоселевого сооружения с донной решеткой.

Решетка может иметь как нулевой, положительный, так и отрицательный уклон. При этом положительный уклон решетки должен быть меньше уклона дна водотока, с целью обеспечения свободного прохождения (полного или частичного) расхода поступающего потока. Решетка обеспечивает гашение той части кинетической энергии потока, которая проходит через решетку. Этим транспортирующая способность потока значительно снижается и происходит выпадение (отложение) крупных каменных включений в зоне построенного сооружения [Натишвили, Тевзадзе, 2012; Натишвили и др., 2014; Натишвили, Гавардашвили, 2015].

Расстояние между стержнями решетки на конкретном участке каскада сооружений назначается в зависимости от заданного минимального диаметра каменных включений, которые следует пропустить ниже сооружения.

Опоры решеток следует расположить в расширенной части русла таким образом, чтобы можно было обеспечить свободный пропуск потока в нижний бьеф.

Прочность противоселевого сооружения возможно принять меньше прочности монолитного сооружения, так как конструкция этого сооружения не подвергается лобовому удару поступательного потока. При эксплуатации каскада допускается выход из строя нескольких конструкций решетчатых сооружений. Следует отметить, что при выходе сооружения из строя (т.е. при полном его занесении), оно еще в состоянии выполнять частично возложенные на него функции. Из-за простоты конструкции не требуется ее высокая прочность, стоимость таких сооружений значительно ниже по сравнению с капитальными противоселевыми сооружениями, предназначенными для этих же целей.

В каскаде на каждой ступени комплекса сооружений происходит как гашение кинетической энергии потока, так и уменьшение расхода селевого потока за счет выпадания по пути твердого компонента смеси.

Гидравлический расчет сооружения сводится в основном к нижеприведенным задачам.

#### Гидравлический расчет неподтопленного сооружения с нулевым уклоном донной решетки

Для створа 1-1 (рис. 1), применив уравнение неподтопленного водослива с широким порогом, без бокового сжатия, будет иметь [Натишвили, Тевзадзе, 2012; Натишвили, Гавардашвили, 2015]:

$$q_B = \mu \sqrt{2g} H^{\frac{3}{2}} \quad (1)$$



где:  $q_B = \frac{Q}{B}$  - расход потока на единицу ширины в створе 1-1;  $B$  - ширина донной решетки;  $\mu$  - безразмерный коэффициент расхода неподтопленного водослива при входе на решетку.

Так как поток на решетке движется с переменным расходом вдоль пути, тогда в створе 2-2 (т. е. на расстоянии  $x$  от створа 1-1) расход на единицу ширины потока на решетке с глубиной  $y$  будет:

$$q_x = \mu_H \sqrt{2g} y^{\frac{3}{2}} \quad (2)$$

где:  $\mu_H$  - коэффициент расхода потока, оставшегося на поверхности решетки.

Для створа 3-3, что находится на расстоянии от створа 2-2, будем иметь:

$$q_{(x-dx)} = \mu_H \sqrt{2g} (y-dy)^{\frac{3}{2}} \quad (3)$$

Принимая во внимание, что

$$(y-dy)^{\frac{3}{2}} \cong y^{\frac{3}{2}} - \frac{3}{2} y^{\frac{1}{2}} dy \quad (4)$$

или с учетом (4) взамен (3) будем иметь:

$$q_{(x+dx)} = \mu_H \sqrt{2g} \left( y^{\frac{3}{2}} - \frac{3}{2} y^{\frac{1}{2}} dy \right) \quad (5)$$

Разность расходов, оставшихся на  $dx$  участке решетки будет:

$$q_x - q_{(x+dx)} = \frac{3}{2} \mu_H \sqrt{2g} y^{\frac{1}{2}} dy \quad (6)$$

Разность расходов в пределах решетки вызвана проваливанием части расхода воды вместе с наносами определенного диаметра.

«Накопление» крупных каменных включений над решеткой, что уменьшает пропускную способность решетки, можно оценить поправочным коэффициентом  $n$ , тогда взамен (6) будем иметь:

$$q_1 - q_{(x+dx)} = \frac{3}{2} \mu_H n \sqrt{2g} y dy \quad (7)$$

С другой стороны, на участке  $dx$  среднее давление над решеткой, что обеспечивает проваливание расхода смеси через решетку, будет:

$$y - \frac{dy}{2} \approx y$$

а расход потока, провалившегося на единицу ширины решетки на участке  $dx$



$$q_p = \mu_p \varepsilon \sqrt{2gy} dx \quad (8)$$

где:  $\varepsilon = \frac{w_1}{w}$  - коэффициент стеснения решетки;  $w_1$  - общая площадь отверстий решетки;  $w$  - площадь, перекрываемая решеткой;  $\mu_p$  - коэффициент расхода решетки;

Приравнявая (7) и (8) с отрицательным знаком, будем иметь:

$$\frac{3}{2} \mu_H n dy = \mu_p \varepsilon dx \quad (9)$$

Интегрирование (9) с учетом граничных условий (при  $x = 0$ ,  $y = H$ ) дает:

$$y = H - \frac{2}{3} \frac{\mu_p \varepsilon x}{\mu_H n} \quad (10)$$

Зависимость (10) дает возможность судить о свободной поверхности потока над решеткой (рис.1, линия  $ab$ ).

Длина решетки для пропуска полного расхода через решетку будет (при  $y = 0$ ,  $x = l$ ):

$$l = \frac{3}{2} \frac{\mu_H n H}{\mu_p \varepsilon} \quad (11)$$

#### Гидравлический расчет подтопленного противоселевого сооружения с нулевым уклоном донной решетки

В том случае, когда с нижнего бьефа решетка подтоплена с глубиной  $h$ , то, проводя аналогичные выкладки, как и выше, будем иметь:

$$q_x = \mu_H K_n \sqrt{1 - K_n} \sqrt{2gy}^{3/2} \quad (12)$$

$$q_{(x+dx)} = \mu_H K_n \sqrt{1 - K_n} \sqrt{2g} \left( y^{3/2} - \frac{3}{2} y^{1/2} dy \right) \quad (13)$$

$$q_x - q_{(x+dx)} = \frac{3}{2} \mu_H K_n \sqrt{1 - K_n} \sqrt{2g} y^{1/2} dy \quad (14)$$

$$q_p = \mu_p \varepsilon \sqrt{1 - K_n} \sqrt{2g} y^{1/2} dy \quad (15)$$

$$y = H - \frac{2}{3} \frac{\mu_p \varepsilon}{\mu_H n K_n} x \quad (16)$$

$$l = \frac{3}{2} \frac{\mu_H n K_n}{\mu_p \varepsilon} (H - h) \quad (17)$$



где:  $K_n = \frac{h}{H}$  - коэффициент подтопления решетки;  $h$  - высота подтопления.

Полученные зависимости (16), (17) позволяют судить об изменении глубины потока над решеткой (рис. 1, линия  $ac$ ) или определить длину решетки для пропускания полного расхода несвязного селя через решетку.

Гидравлический расчет подтопленного противоселевого сооружения с положительным уклоном донной решетки.

При проектировании решетчатых сооружений следует учесть, что уклон донной решетки ( $i_p$ ) должен быть меньше уклона водотока ( $i_B$ ) на этом участке.

По аналогии с предыдущими задачами, для неподтопленной решетки будем иметь:

$$q_x - q_{(x+dx)} = \frac{3}{2} C \sqrt{i_p} y^2 dy \quad (18)$$

где:  $C$  - коэффициент Шези, учитывающий накопление твердого компонента над решеткой.

Принимая во внимание (8), с учетом граничных условий (при  $x=0$ ,  $y=H$ ) имеем:

$$y = H - \frac{2\mu_p \varepsilon \sqrt{2g} x}{3C \sqrt{i_p}} \quad (19)$$

Для подтопленной решетки:

$$y = H - \frac{2\mu_p \varepsilon \sqrt{1-K_n} \sqrt{2g} x}{3C \sqrt{i_p}} \quad (20)$$

Длина решетки  $l$  для пропускания полного расхода селевого потока через решетку соответственно будет:

для неподтопленной решетки –

$$l = \frac{3C \sqrt{i_p} H}{2\mu_p \varepsilon \sqrt{2g}}, \quad (21)$$

для подтопленной решетки:

$$l = \frac{3C \sqrt{i_p} (H - h)}{2\mu_p \varepsilon \sqrt{1-K_n} \sqrt{2g}} \quad (22)$$

С целью назначения просвета (т.е. расстояния между стержнями решетки для первого приближения частично можно воспользоваться методикой, изложенной в [Усовершенствование..., 1957; Методические..., 1978; Натишвили, Гавардашвили, 2015].





После разумного осуществления строительства каскада рекомендуемых сооружений, несвязный селевой поток можно трансформировать в обыкновенный наносонесущий поток.

### Список литературы

- Методические рекомендации по гидравлическому расчету селезадерживающих и селепропускных сооружений (1978). Тбилиси, 58 с.
- Усовершенствование водоприемника донной решеткой (1957). Труды ГрузНИИ механизации и электрификации сельского хозяйства, Вып. 2, Тбилиси, 51-71.
- Натишвили О.Г., Гавардашвили Г.В. (2015). Расчет характеристик движения головной части связного селевого потока. Сборник научных трудов Института водного хозяйства им. Ц. Мирцхулава Грузинского технического университета, 70: 138-143.
- Натишвили О.Г., Тевзадзе В.И. (2012). Одномерные наносонесущие русловые потоки. М., Научтехлитиздат, 192 с.
- Натишвили О.Г., Урушадзе Т.Ф., Гавардашвили Г.В. (2014). Волновое движение склонового стока и интенсивность эрозии почвогрунтов. М., Научтехлитиздат, 162 с.



## Селевые процессы в горном обрамлении Богутинской впадины, юго-восточный Алтай: анализ ландшафтно-климатических факторов и спусковых механизмов

Р.К. Непоп<sup>1,2</sup>, А.Р. Агатова<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия, [rnk@igm.nsc.ru](mailto:rnk@igm.nsc.ru)

<sup>2</sup>Уральский федеральный университет, Екатеринбург, Россия, [agatr@mail.ru](mailto:agatr@mail.ru)

Следы прохождения неоднократных селевых потоков были изучены в горном обрамлении Богутинской впадины, являющейся восточным продолжением крупнейшей на Алтае Чуйской впадины. В ходе исследований с применением геолого-геоморфологических методов, седиментологического анализа и радиоуглеродного датирования было изучено 7 разрезов позднечетвертичных отложений и получено 23 радиоуглеродных даты. Это позволило уточнить радиоуглеродную хронологию селей в районе исследований в голоцене, а также проанализировать ландшафтно-климатические факторы и преобладающие спусковые механизмы этих природных явлений.

*сели, высокогорные впадины, ландшафты, палеоклимат, радиоуглеродный анализ, Алтай, голоцен*

## Debris flows in mountain framing of the Boguty depression, South-West Altai: analysis of the landscape climatic factors and triggers

R.K. Nepop<sup>1,2</sup>, A.R. Agatova<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of Russian Academy of Science, Novosibirsk, Russia, [rnk@igm.nsc.ru](mailto:rnk@igm.nsc.ru)

<sup>2</sup>Ural Federal University, Yekaterinburg, Russia, [agatr@mail.ru](mailto:agatr@mail.ru)

Evidences of repeated debris flows were studied within the mountain framing of the Boguty depression, which is the eastern periphery of the Chuya intermountain depression – the largest in the Altai. Seven sections of late Quaternary deposits were studied, and 23 radiocarbon age estimations were obtained as a part of multidisciplinary investigations, including geological, geomorphological, sedimentological analyses and radiocarbon dating. New data specify the Holocene radiocarbon chronology of debris flows in the region and clarify possible triggers, as well as landscape climatic factors that controlled these nature events.

*debris flows, intermountain depressions, landscapes, paleoclimate, radiocarbon analysis, Altai, Holocene*

### Введение

В рамках геолого-геоморфологических исследований наиболее высокогорной и сейсмически активной юго-восточной части Русского Алтая (ЮВ Алтай) было показано,

что в пределах хребта Чихачева среди комплекса процессов, преобразующих склоны и днища освободившихся от ледников долин, проявлены и сели [Nepor, Agatova, 2017]. Изученные в ходе полевых исследований 2011-2015 гг. формы рельефа и ряд обнажений с хрономаркерами позволили реконструировать хронологию голоценовых селей в горном обрамлении Богутинской впадины – восточного ответвления крупнейшей на Алтае Чуйской межгорной впадины. В 2017 г. нами были зафиксированы следы селевого потока, прошедшего в долине безымянного правого притока р. Богуты в районе озера Нижние Богуты в начале июня 2017 г.

Результаты изучения морфологически свежих следов последнего события и ранее полученные данные дали возможность реконструировать хронологию периодов активизации склоновых процессов, провести анализ ландшафтно-климатических факторов и спусковых механизмов селей в этом высокогорном аридном районе.

### Район исследований и его изученность

Небольшая (25×13 км) Богутинская впадина расположена в бассейне реки Богуты в верховьях магистральной водной артерии юго-восточного Алтая – Чуи (рис. 1). Река Богуты образуется при слиянии рек Правые и Левые Богуты, берущих начало в осевой части хребта Чихачева. Хребет протягивается в субмеридиональном направлении почти на 100 км и обрамляет Богутинскую впадину с севера и востока. В южной оконечности, в пределах бассейна р. Богуты, его западный склон имеет наибольшую протяженность, а высоты гребня увеличиваются до 3550-3700 м н.у.м.

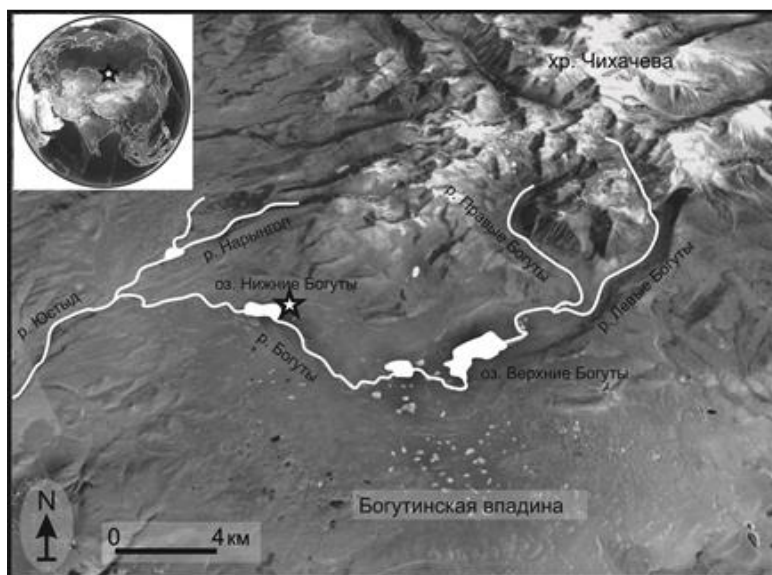


Рис. 1. Богутинская впадина. Звездочкой показано положение района исследований.

Богутинская впадина перекрыта чехлом позднеплейстоценовых моренных отложений, оканчивающихся уже в долине Юстыда на отметках 2250-2230 м н.у.м. крутым уступом высотой до 5-10 м. Моренные комплексы позднего плейстоцена – голоцена описаны П.С. Бородавко [2015]. В связи с отсутствием данных абсолютного датирования все хронологические интерпретации в этой работе сделаны на основании относительных возрастных схем [Окишев, 1982]. Современное оледенение в бассейне р. Богуты практически полностью деградировало.

Современный ультраконтинентальный холодный климат в пределах исследуемого района характеризуется высокими годовыми и суточными амплитудами температур, коротким безморозным периодом, малоснежными зимами и общим дефицитом осадков. По данным ближайшей метеостанции Уландрык (2155 м н.у.м.) за 1951-1998 гг. среднегодовая температура составляет  $-4,6^{\circ}\text{C}$ , годовая сумма осадков - 184 мм, 64%



осадков приходится на летние месяцы. Сухой и холодный климат определяет отсутствие древесной растительности в восточной части Чуйской впадины, в том числе и в долине р. Богуты [Атлас Алтайского края, 1978]. Ближайшие отдельные островки лиственничников встречаются ниже по течению, на левобережье р. Юстыд, на высотах до 2400 м н.у.м. В то же время яркой характеристикой современного климатического тренда является деградация многолетней мерзлоты, что способствует активизации опасных склоновых процессов, в том числе селей.

Горный ландшафт с высокой степенью расчлененности рельефа определяет интенсивную динамику процессов морфолитогенеза исследуемой территории. Фазы интенсивного осадконакопления чередуются здесь с периодами замедления эрозионно-аккумулятивных процессов, что создает условия для развития почв. Возможность использования этого природного архива для ландшафтно-климатических реконструкций в Богутинской впадине показаны в работах [Бутвиловский, 1993, Бронникова и др., 2018], для датирования палеоселей – в [Nerop, Agatova, 2017].

Период повторяемости сильных землетрясений, которые наряду с климатическими факторами могут служить триггером селей, для Курайско-Чуйской сейсмоактивной зоны юго-восточного Алтая составил около 800 лет в голоцене и около 400 лет за последние 4000 лет [Agatova, Nerop, 2016].

Район исследований входит в Алтайскую селевую область, которая является частью Южно-Сибирского региона теплой зоны селевой деятельности [Перов, 2012]. Согласно [Атлас природных..., 2009], в пределах Алтая преобладают районы с потенциальной (79,0%) и низкой (19,8%) селевой опасностью, при этом повторяемость селевых явлений в ЮВ Алтае составляет 1 случай в 15-30 лет. Однако в основе этих оценок лежат данные, полученные во второй половине прошлого века. В результате последних исследований [Бородавко, 2015] в юго-восточном Алтае было выявлено около 250 селевых бассейнов, общая площадь которых составляет почти 35% его территории. Площадь водосбора большинства селей находится в пределах 0,1-4 км<sup>2</sup>, длина большинства селевых рытвин не превышает 2 км. До 50% селевых очагов располагается на склонах южной, юго-западной и юго-восточной экспозиций и около 14% приурочено к склонам северо-восточной и северо-западной экспозиций. Подавляющее большинство селевых очагов находится на высотах от 2000 до 3000 м н.у.м., с максимумом в высотной зоне 2500–2700 м. Однако высокогорная территория, рассмотренная в [Бородавко, 2015], изучена неравномерно: современные селевые процессы восточной, сопредельной с Монголией, части Алтая в настоящее время практически не исследованы, а периодичность активизаций селевого процесса в голоцене не анализировалась вообще. До сих пор для этой территории не проводился анализ ландшафтно-климатических условий формирования селей и механизмов их возникновения. Решение этих вопросов является основной целью данной работы.

## Результаты

### *Результаты геоморфологических исследований*

В горном обрамлении Богутинской впадины в районе озера Нижние Богуты (рис. 2) сложились благоприятные условия для возникновения селей. Ступенчатая морфология склона хребта Чихачева в районе исследований свидетельствует о разломно-блоковых деформациях доорогенной поверхности выравнивания, реликты которой к настоящему времени интенсивно переработаны процессами оледенения и подвергаются криогенному выветриванию. Ряд ступеней, по всей видимости, представляет собой результат ледниковой планации. Днище долины практически на всем ее протяжении выполнено моренными отложениями. Зона разлома, отделяющего нижнюю ступень хребта, также проработана ледниковыми процессами, что привело к формированию на поверхности этой ступени короткой и неглубокой долины-трога, субпараллельной



долине р. Богуты. В этом месте происходит аккумуляция атмосферных осадков и талых вод с ближайшей куполовидной вершины, что приводит к деградации мерзлоты и формированию здесь верхового болота, обеспечивая избыток влаги в средней части короткой тектогенной долины правого безымянного притока, впадающего в озеро Нижние Богуты.



Рис. 2. Долина безымянного правого притока р. Богуты вблизи озера Нижние Богуты. Цифрами показано положение изученных разрезов. I - боковой и II - основной конусы выноса. Пунктирная линия - уровень палеозера 2400 м н.у.м.

В пределах долины этого притока на протяжении всего голоцена неоднократно проходили мощные селевые выносы размываемых моренных отложений. Моренный чехол в районе озера Нижние Богуты практически полностью перекрывает склон долины р. Богуты юго-западной экспозиции и подвержен солифлюкции. Четкообразные расширения долины притока, возникшие за счет пересечения ею оползневых валов и межваловых понижений, выполнены отложениями локальных озер и болот, делювием, древними селевыми отложениями, перекрывающими горизонты палеопочв с древесными углями. Днище долины прорезано смещенным к левому склону более поздним селевым лотком длиной около 750 м. Высота основного селевого конуса составляет около 350 м, ширина достигает 300 м. На высоте 2445 м н.у.м. от селевого лотка отходит левый боковой врез длиной 180 м, оканчивающийся меньшим по размерам селевым конусом.

Нижняя часть основного пролювиально-селевого конуса приурочена к высоте 2400 м н.у.м. – верхнему палеоуровню озера Нижние Богуты, хорошо сохранившемуся в рельефе. Снижение уровня моренно-подпрудного озера до отметки около 2394 м н.у.м., а затем до современного уровня – около 2387 м н.у.м. определяло изменение локального базиса эрозии.

В ходе полевых работ в июле 2017 г., месяц спустя после схода селевого потока, на поверхности тектогенной ступени было зафиксировано значительное увлажнение грунта, вызванное таянием снежного покрова и деградацией мерзлоты. О недавней высокой обводненности пологосклонной на этом участке долины и прохождении



водного потока далеко за пределами русла свидетельствовали примятый на большой площади по направлению уклона долины травяной покров, многочисленные вырванные с корнем кусты курильского чая (*Pentaphylloides fruticosa*) и перекрывающие траву наносы песка и глины. Расход временного водотока, резко возросший вследствие таяния снежного покрова и деградации мерзлоты, был одновременно увеличен за счет осушения периодически формирующегося в верхней части долины локального озера. Высокий уровень наполнения в тот момент имели и два небольших озера, расположенные цепочкой вдоль левого склона долины притока. Озера заполняют термопросадки и сосредоточены вблизи резкого перегиба дна долины в месте выхода притока на склон долины Богуты. В июне 2017 г. произошел перелив воды через обрамляющие нижнее озеро валы грунта. Ниже по долине вдоль ее левого склона ополз переувлажненный грунт, образовалась новая просадка около 4-5 м длиной, заполненная водой ко времени нашего осмотра, и ряд промоин с конусами вынесенного из них обломочного материала.

Ниже резкого перегиба – бровки тектогенного уступа – склон высотой до 150 м и протяженностью около 2 км имеет уклон до 16° (против 2° выше по течению). Резкое ускорение водного потока ниже перегиба и наличие рыхлого обломочного материала (оползающих по склону моренных отложений) приводит к возникновению селей. Врез, образованный в результате многочисленных голоценовых селей, был подновлен в июне 2017 г. В верхней части он имеет характерный V-образный поперечный профиль, сменяясь в средней и нижней частях долины на ящикообразный. На отдельных участках V-образного вреза поток углубил старый селевой лоток до 2-3 м, а в пределах уплощенного днища, отражаясь от крутых склонов, прорезал новый. Как и в случае с предыдущими голоценовыми событиями, последний сель представлял собой водокаменный поток с вовлеченным в него каменным моренным материалом и с незначительным количеством ила и песка. Отдельные, уже ослабленные, потоки, насыщенные щебнем, дресвой, галькой, гравием и песком, достигли днища долины Богуты и привели к появлению новых и углублению старых оврагов.

#### *Анализ возможных спусковых механизмов*

Как отмечалось выше, район исследований характеризуется аридным климатом с преобладанием летних осадков, часто выпадающих в виде снега. Одним из факторов увлажнения грунтов является аккумуляция атмосферных осадков и талых снеговых вод на поверхности нижней ступени хребта. Избыток влаги ускоряет деградацию мерзлоты, приводит к формированию верхового болота и, по всей видимости, служит одной из причин площадного оползания рыхлых отложений ниже по склону. Как показал сход селя в июне 2017 г. быстрое таяние снега, усиленное одномоментным поступлением воды из небольших озер или верховых болот, может выступить в качестве триггера такого события.

Приуроченность рассматриваемой долины-притока к зоне сочленения разломов разного ранга позволяет говорить о сейсмическом процессе как об еще одном возможном триггере селей в горном обрамлении Богутинской впадины. Период повторяемости сильных землетрясений для Курайско-Чуйской сейсмоактивной зоны в голоцене составляет 400-800 лет [Agatova, Nepor, 2016].

Таким образом, голоценовые сели в Богутинской впадине могут иметь комплексное сейсмогенно-климатическое происхождение.

#### *Хронология голоценовых селей и эволюция ландшафта района исследований*

Для геохронологической привязки периодов активизации склоновых процессов и реконструкции ландшафтно-климатических изменений в долине р. Богуты было изучено 7 разрезов и получено 23 радиоуглеродных даты в интервале от 14000 до 300 кал. л.н.

Радиоуглеродная дата наиболее древнего торфа, сохранившегося в уступе селевой террасы, свидетельствует о том, что к 14000 л. н. рассматриваемая долина-приток уже



сформировалась, но была неглубокой и заболоченной. Ледники в восточном обрамлении Чуйской впадины к этому времени если и существовали, то на исследуемом склоне хр. Чихачева располагались выше 2500 м н.у.м. Остатки древесной и кустарниковой растительности в торфе свидетельствуют о более теплом и влажном климате по сравнению с современным.

Около 11000 л. н. наблюдается стабилизация склоновых процессов, и длительный период почвообразования (до 8000 л.н.) на высоте 2472 м н.у.м. Ранее вывод о формировании почв и развитии лесной растительности 9000-8000 л. н. в долине Богуты на основании серии из четырех радиоуглеродных дат древесного угля сделал *В.В. Бутвиловский* [1993].

Между 8000-7000 л. н. реконструируется прохождение селевого потока с выносом валунно-глыбового материала. К этому времени уровень озера Нижние Богуты уже находился на отметке, близкой к современной (около 2387 м н.у.м.), о чем свидетельствует дата нижнего слоя торфяных отложений, сформировавшихся на озерных суглинках, вскрытых в береговом обнажении озера. Соответственно, селевый конус формируется уже на осушенной части днища долины р. Богуты.

К 3500 л. н. на высоте 2500 м н.у.м. на днище долины притока поверх переотложенных моренных отложений сформировался почвенно-торфяной слой. Около 2900-2800 л. н. здесь же существует небольшое слабо проточное озеро. В дальнейшем долина была значительно углублена, наиболее вероятно, в результате именно селевых процессов, озеро спущено, а русло сместилось к левому склону.

Активизация делювиальных и солифлюкционных процессов и переотложение палеопочв в виде линз с большим содержанием древесного угля происходили в период между 7000 и 2700 л. н.

Время прохождения относительно недавних крупных селей в районе исследований приходится на 650 и 300 л. н., а последнее событие, приведшее к углублению селевого лотка и формированию новых обнажений, произошло в июне в 2017 г.

### Заключение

Продолжительные периоды стабилизации склоновых процессов в первой половине голоцена фиксируются около 11000-8000, 7000-2700 л. н. Селевые события происходили в исследуемом районе в период между 8000-7000 л. н., 2900-1000 л. н., а также около 650 и 300 л. н. Последний сель в долине правого безымянного притока сошел в 2017 г. Кроме того, около 300 л. н. отмечается интенсификация и других склоновых процессов в разных частях бассейна р. Богуты.

В целом активизация селевой деятельности в голоцене в бассейне р. Богуты не связана непосредственно с отступанием ледников: уже к началу голоцена оледенение имело преимущественно каровый характер и занимало приосевые части наиболее высоких хребтов. Интенсификация склоновых процессов происходила в основном за счет деградации мерзлоты, усиления осадков и сейсмических процессов. Большое количество селей, зафиксированное во второй половине голоцена, может быть связано как с лучшей сохранностью следов более молодых событий, так и с возможной активизацией селевых процессов.

### Список литературы

- Атлас Алтайского края (1978). Т. 1-2. М.-Барнаул, ГУГК.  
Атлас природных и техногенных опасностей и рисков чрезвычайных ситуаций. Российская Федерация. Сибирский федеральный округ (2009). Под ред. С. К. Шойгу. М., Дизайн. Информация. Картография, 384 с.  
Бородавко П.С. (2015). Геоинформационный анализ постгляциального лимногенеза юго-восточного Алтая. *Интерэкспо Гео-Сибирь*. 4(2): 250-255.



- Бронникова М.А., Агатова А.Р., Лебедева М.П., Непоп Р.К., Конопляникова Ю.В., Турова И.В. (2018). Запись голоценовых изменений ландшафтов высокогорий Юго-восточного Алтая в почвенно-литологической серии долины р. Богуты. Почвоведение, 4 (в печати).
- Бутвиловский В.В. (1993). Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: событийно-катастрофическая модель. Томск, Изд-во Томского университета, 251 с.
- Окишев П.А. (1982). Динамика оледенения Алтая в позднем плейстоцене и голоцене. Томск, Изд-во Томского университета, 210 с.
- Перов В.Ф. (2012). Селеведение. Учебное пособие. М., Географический факультет МГУ, 272 с.
- Agatova A.R., Nepoch R.K. (2016). Dating strong prehistoric earthquakes and estimating their recurrence interval applying radiocarbon analysis and dendrostratigraphical approach - case study from SE Altai (Russia). *International Journal of Geohazards and Environment*, 2(3): 131-149.
- Borodavko P.S., Glazirin G.E., Herget J., Severskiy I.V. (2013). Hazard assessment and outburst flood estimation of naturally dammed lakes in Central Asia. Aachen, Shaker Verlag, 130 p.
- Nepoch R.K., Agatova A.R. (2017). Holocene seismically and climatically driven slope mass wasting processes in Boguty valley, Russian Altai. In: *Advancing Culture of Living with Landslides. Volume 5 Landslides in Different Environments*. Mikoš M., Vilímek V., Yin Y., Sassa K. (Eds.). Springer, 389-394.





## Прорывы ледниковых и подледниковых озёр в районе антарктической станции Прогресс, Восточная Антарктида, в 2017 - 2018 гг.

**С.В. Попов<sup>1</sup>, А.С. Боронина<sup>2</sup>, Г.В. Пряхина<sup>2</sup>, С.Д. Григорьева<sup>2</sup>,  
А.А. Суханова<sup>2</sup>, С.В. Тюрин<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>АО «ПМГРЭ», г. Санкт-Петербург, Россия, [spopov67@yandex.ru](mailto:spopov67@yandex.ru)

<sup>2</sup>Институт наук о Земле СПбГУ, г. Санкт-Петербург, Россия

Особенностью восточной части полуострова Брокнес (район станции Прогресс, Земля Принцессы Елизаветы, Восточная Антарктида) является наличие развитой гидрографической сети, состоящей из водоёмов, большинство которых мелководны. Для их изучения в начале 2018 г. был выполнен обширный комплекс гидрологических, геодезических, геофизических и гляциологических исследований. Для озёр характерны резкие сбросы воды, сопровождающиеся формированием прорывных паводков. В частности, прорыв озера Болдер 30-го января 2017 г. привёл к образованию обширного провала в леднике Долк размером 180 м×220 м глубиной около 30 м, который разрушил дорогу на аэродром и в пункт формирования санно-гусеничных походов во внутренние районы Антарктиды. Озёра Прогресс, Скандретт и LH73, расположенные поблизости от инфраструктуры Российской антарктической экспедиции, также характеризуются периодическими прорывами. В частности, 22-го января 2018 г. произошёл прорыв озера Дискашн. Уровень водной поверхности понизился на 0.95 м. На основе данных полевых наблюдений выполнены оценочные расчеты гидрографа прорывного паводка.

*Восточная Антарктида, станция Прогресс, холмы Ларсеманн, полуостров Брокнес, опасные гидрологические явления*

## Outbursts of glacial and subglacial lakes at the area of the Progress station, East Antarctica, in 2017-2018

**S.V. Popov<sup>1</sup>, A.S. Boronina<sup>2</sup>, G.V. Pryakhina<sup>2</sup>, S.D. Grigoreva<sup>2</sup>,  
A.A. Sukhanova<sup>2</sup>, S.V. Tyurin<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Polar Marine Geosurvey Expedition, St. Petersburg, Russia, [spopov67@yandex.ru](mailto:spopov67@yandex.ru)

<sup>2</sup>Saint Petersburg State University, St. Petersburg, Russia.

One of the main features of the Brokness peninsula (area of the Progress station, Princess Elisabeth Land, East Antarctica) is the presence of a well-developed hydrographic network which includes mostly shallow reservoirs. To explore them, a complex of hydrological, geodetic, geophysical and glaciological investigations was performed in the beginning of 2018. The lakes are characterized by accidental water discharges complemented with catastrophic floods. In particular, the outburst of the Boulder Lake on 30th January 2017 formed within the Dalk glacier of a wide depression with size of 180×220 meters and depth of 30 meters. The depression destroyed a part of the route to the airdrome of the Progress station and the point of formation of the logistic traverses to the interior areas of Antarctica. Lakes Progress, Scandrett and LH73 situated next to the infrastructure objects of the Russian Antarctic Expedition are also characterized by periodical spontaneous outbursts. On January 22, 2018, an outburst of the Discussion Lake happened. Its water level



decreased by 0.95 m. Based on the field data, estimate calculations of the outburst hydrograph were made.

*East Antarctica, Progress station, Larsemann Hills, Brokness peninsula, dangerous hydrological phenomena*

### Введение

Холмы Ларсеманн располагаются в Восточной Антарктиде на Земле Принцессы Елизаветы на юго-восточном берегу залива Прудс. Этот район представляет собой территорию, большей частью свободной ото льда, и состоящую из множества мелких и двух наиболее крупных полуостровов Сторнес и Брокнес. К юго-востоку от последнего располагается выводной ледник Долк. Первые сведения о нём были получены в ходе Антарктической экспедиции, организованной в 1935 году норвежцем Ларсом Кристенсенем [Трёшников, 1963]. Однако активное развитие инфраструктуры началось лишь во второй половине 1980-х годов. В настоящий момент здесь располагаются три зимовочных станции: российская Прогресс, китайская Зонгшан и индийская Бхарати. Кроме того, имеется ряд полевых баз.

Ландшафт оазиса представляет собой цепь холмов абсолютной высотой до 162 м. Рельеф характеризуется значительным расчленением. Его отрицательные формы, как правило, заполнены водными массами, образующими развитую гидрографическую сеть. Большинство водоёмов характеризуются глубиной до 5 м. Наиболее крупными и значимыми в гидрологическом аспекте являются озёра Прогресс, Скандретт, Сибторп, Болдер, Степед, Рейд, Дискашн, LH73 и LH69 (рис. 1). Первые два оцениваются как самые глубокие на полуострове Брокнес (45 и 18 м соответственно) [Gillieson *et al.*, 1990]. Поверхность озёр перекрыта льдом в течение всего зимнего сезона, и освобождается от него лишь на короткий летний период. Дневная температура воздуха в летний сезон (декабрь-февраль) как правило положительная, порой достигая +10°C. Средние температуры воздуха в зимний период составляют около -18°C [Gillieson, 1991].

Для ледниковых и подледниковых водоёмов характерны так называемые прорывные паводки. Они происходят по достижении некоторого критического уровня воды, после которого ледяные стенки не выдерживают нагрузки и разрушаются. Последнее приводит к резкому сбросу водной массы через каналы стока, формирующиеся в наиболее ослабленных зонах. Подобные явления характерны, как для арктических регионов нашей планеты, в частности Исландии, так и для районов Антарктиды [Goodwin, 1988; Björnsson, 1998, 2002; Fricker *et al.*, 2007; Pattyn, 2013]. Практически ежегодные прорывные паводки регистрируются и на озёрах холмов Ларсеманн: LH73, Скандретт, Рейд, Прогресс и Дискашн. В настоящей работе излагаются основные результаты полевых исследований, выполненных в восточной части полуострова Брокнес в сезон 63-й Российской антарктической экспедиции (РАЭ) и направленных, в частности, на изучение прорывов ледниковых и подледниковых водоёмов.

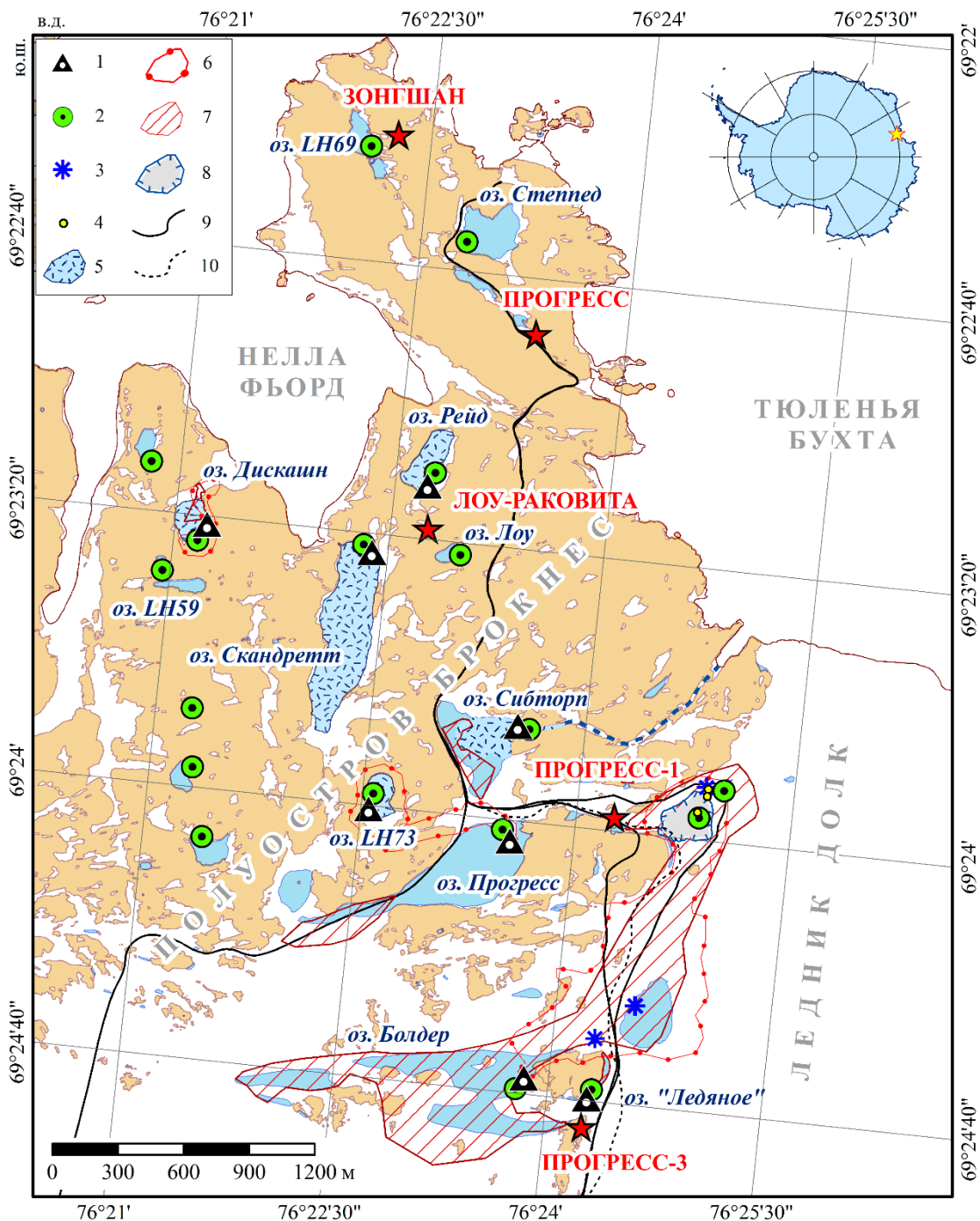


Рис. 1. Схема расположения полевых работ; 1- водомерные посты; 2- пункты отбора проб на гидрохимический анализ; 3- пункты механического бурения с отбором керна; 4- пункты теплового бурения; 5- районы батиметрических съёмок; 6- участки тахеометрических съёмок; 7- районы георадарного профилирования; 8- провал в леднике Долк; 9- действующие дороги; 10- дорога, участок которой, разрушен провалом. Синей пунктирной линией отображен временный ручей из озера Сибторп

### Изучение прорыва подледникового водоёма в леднике Долк

Работы летнего полевого сезона 63-й РАЭ выполнялись в период с 24 декабря 2017 г. по 3 февраля 2018 г., и включали в себя широкий комплекс научных исследований: гляциологические, георадарные, геодезические и гидрологические работы, а также керновое и теплое бурение (рис. 1).

Основным объектом изучения был провал, образовавшийся 30-го января 2017 года в западной части ледника Долк (рис.1, рис. 2а). На тот момент, согласно материалам аэрофотосъёмки, он представлял собой обширную депрессию размером  $183 \times 220$  м с глубиной, достигающей 43 м [Popov *et al.*, 2017]. Согласно уточнённым данным, её площадь, маркируемая по бровке, составила 31900 кв. м и практически не изменилась через год, к моменту начала полевых работ.



Рис. 2. Депрессия, образованная в западной части ледника Долк (а), и гроты внутри неё (б, в) Фотографии выполнены: а - Миракиным А.В., 2017 г.; б, в - Борониной А.С., 2018 г.

Образовавшийся провал полностью разрушил участок трассы, соединяющей отечественную станцию Прогресс с аэродромом и пунктом формирования санно-гусеничных походов на станцию Восток (рис. 2а). К счастью, это происшествие обошлось без человеческих жертв, однако транспортное сообщение между важнейшими пунктами инфраструктуры было нарушено. Таким образом, в ходе полевых работ предстояло выбрать новый путь, и организовать дорогу, взамен разрушенной. Поставленная задача была решена, и 23-го января 2018 г. новая трасса начала функционировать [Попов *и др.*, 2018; Sukhanova *et al.*, 2018].

Визуальное обследование депрессии показало, что придонная поверхность провала рельефная, сформированная ледяными глыбами и припорошенная сезонным снегом. Стенки провала крутые, порой вертикальные. Западный склон провала относительно пологий. Внутри депрессии было обнаружено два грота, образованных в результате стока прорвавшейся воды. Первый из них, высотой около 20 м и шириной до 40 м расположен в северной части (рис. 2б). Второй грот (рис. 2в) расположен в восточной части депрессии. Оценить его действительные размеры не представляется возможным, поскольку, после обрушения кровли поверхности, тоннель перекрыло глыбами льда и снега. По предварительным оценкам, в отдельных местах его высота достигает 4 м.



Работы 2017–2018 гг. показали, что провал образовался в результате прорыва озера Болдер, расположенного к северу от отечественной полевой базы Прогресс-3 (рис. 1). Озерные воды устремились по направлению к заливу по леднику Долк, проникли в него, и образовали мощный внутриледный поток. Частично он наблюдался на поверхности ледника (рис. 2а). В месте расположения будущего провала находился водоём, который, насколько можно судить, ни разу не освобождался ото льда на памяти сезонного и зимовочного состава станции Прогресс, а также австралийских исследователей.

Воды озера Болдер начали переполнять указанный внутриледниковый водоём. В конечном итоге, когда механические напряжения в озёрной котловине достигли предельных значений, ледяные стенки не выдержали, и начали разрушаться, что привело к истечению воды и последующему образованию гротов (рис. 2 б, в). Кровля образовавшейся каверны не выдержала, и произошло её обрушение с образованием грандиозного по масштабам провала (рис. 1, рис. 2а).

На участке между озером Болдер и провалом была произведена тахеометрическая съёмка (рис. 1). В работах использовался тахеометр Trimble M3 DR 5" (Trimble Navigation Ltd, USA). Для увеличения дальности и точности измерений, в качестве отражателя применялась призма 1Р, позволяющая производить измерения на расстояниях до 5 км от прибора. Передвижение между пикетами осуществлялось пешим порядком. Абсолютные высотные отметки пунктов стояния тахеометра определялись методом барометрического нивелирования. Для этого измерялось атмосферное давление  $P_1$  в некотором пункте опорной геодезической сети, высотное положение которого определено с высокой точностью. Затем измерялось давление  $P_2$  в пунктах стояния тахеометра. Вычисление превышений  $h$  производилось по сокращённой барометрической формуле М.В. Певцова [Справочник геодезиста, 1985].

$$h = N(1 + \alpha t_m) \lg \frac{P_1}{P_2},$$

где  $\alpha$  - температурный коэффициент объёмного расширения воздуха, равный  $0.003665^\circ\text{C}^{-1}$  ( $1/273^\circ\text{C}^{-1}$ );  $t_m$  - средняя температура воздуха; константа  $N$  принимается равной 18470. Атмосферное давление определялось одним и тем же прибором, спутниковым приёмником Garmin GPSmap 64st (Garmin Ltd., Taiwan), поэтому между измерениями имелся некоторый промежуток времени. Изменение атмосферного давления за этот период учитывалось данными, регистрируемыми на баропосту (метеостанция станции Прогресс). Ближайшим к району работ пунктом опорной геодезической сети является специально изготовленный пилон, расположенный в пункте с координатами  $x=2302553.573$  м,  $y=554489.041$  м в системе UTMS 43. Это соответствует географическим координатам  $69.380847608802^\circ$  ю.ш. и  $76.386542423309^\circ$  в.д. Его высота составляет 64.419 м над поверхностью эллипсоида WGS 84 (Д.В. Фёдоров, частное сообщение). Схема высот поверхности ледника, полученная по 460 пунктам измерений, приводится на рис. 3.

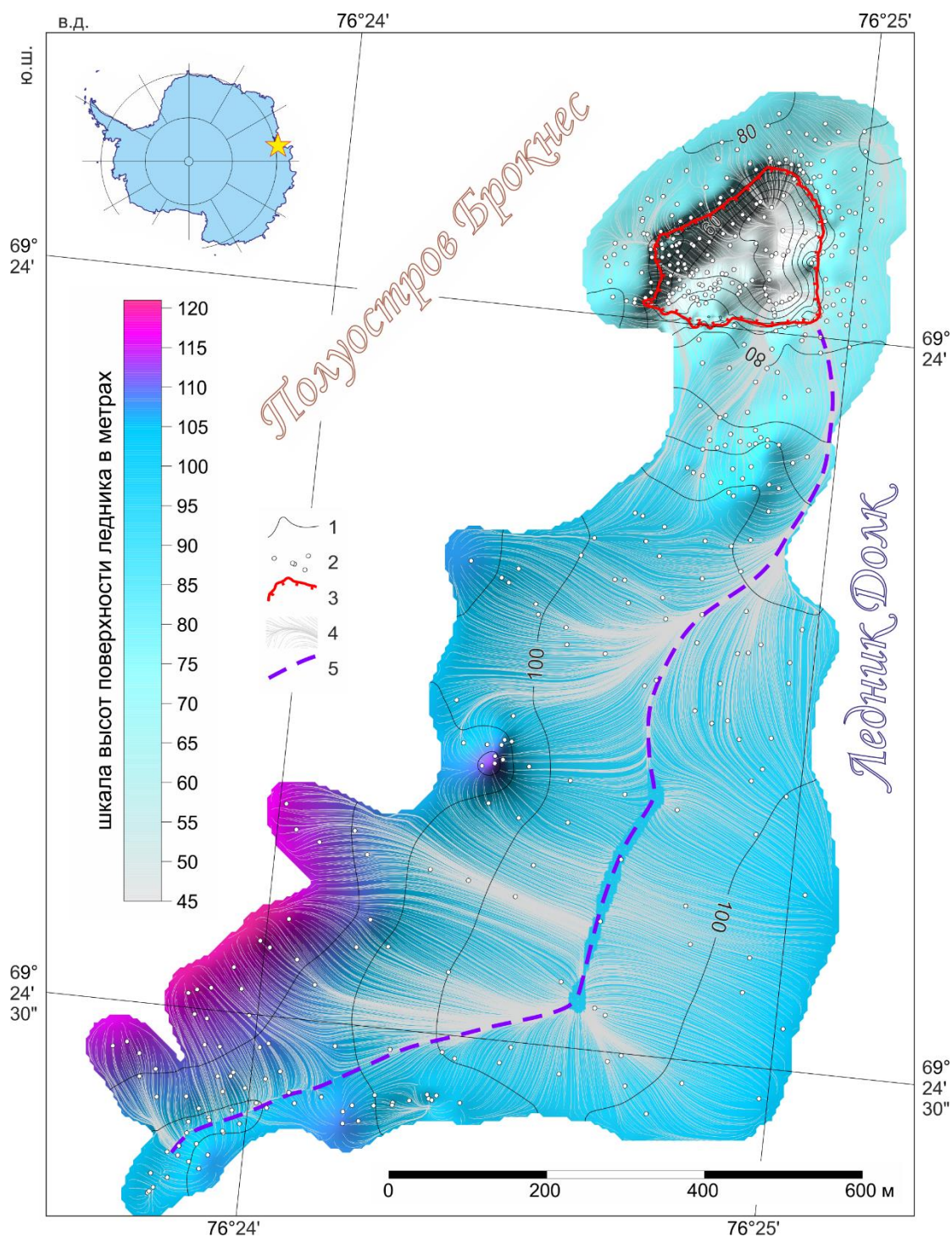


Рис. 3. Схема высот поверхности ледника, линии тока ледника и расчётное положение подлёдной реки; 1- изогипсы высот поверхности ледника в метрах; 2- пункты измерений; 3- провал в леднике Долж; 4- расчётное положение линий тока ледника; 5- расчётное положение подлёдной реки.

На основе представленной схемы построены линии тока ледника, которые показаны там же. Методика их расчёта изложена в работе [Попов, 2017]. По линиям тока построено положение русла подлёдной реки. Его сопоставление с фотоматериалами, выполненными в 2017 г (рис. 2а), показывает полное соответствие расчётной модели и наблюдений.

Кроме того, в этом же районе выполнялось георадарное профилирование (рис. 1). Этот сравнительно молодой геофизический метод является весьма эффективным

способом изучения приповерхностной части ледника, в частности обнаружения трещин, пустот и неоднородностей [Daniels, 2004; Jol, 2009; Попов и Эберляйн, 2014; Попов и Поляков, 2016; Попов и др., 2017]. Работы выполнялись приборами ОКО-2 (ООО «Логистические системы», Россия) с частотой зондирующих импульсов 150 МГц и GSSI с системным блоком SIR-3000 (GSSI Inc., USA) с частотой зондирующих импульсов 900 МГц. Плановая привязка осуществлялась с помощью приёмоиндикатора Garmin GPSMap 62 (Garmin Ltd., Taiwan) [Grigoreva et al., 2018].

Георадарное профилирование на частоте 900 МГц было выполнено в районе расчётного положения подлёдной реки. На рис. 4 приведён временной георадарный разрез. На нём отчётливо наблюдается прямая волна 1, а также отражения 2 и 3, сформированные приповерхностной и придонной частями тоннеля, который образовался в процессе прорыва озера Болдер. Значительная интенсивность и наличие выраженной дифрагированной волны 4, свидетельствуют о том, что на момент выполнения съёмки тоннель частично заполнен талой водой.

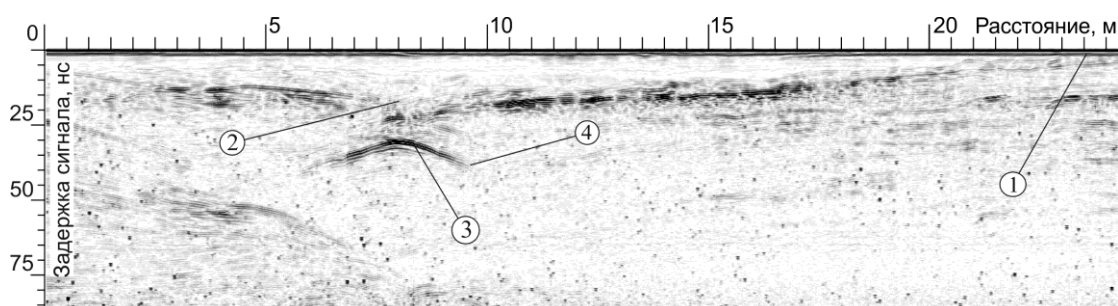


Рис. 4. Временной георадарный разрез, пересекающий тоннель, образованный в процессе прорыва озера Болдер; 1- прямая волна; 2- отражение от верхней части подлёдного тоннеля; 3- отражение от придонной части подлёдного тоннеля; 4- дифрагированная волна.

### Заключение

Объём настоящей публикации, к сожалению, не позволяет осветить все аспекты проделанной работы. За бортом осталось обсуждение результатов кернового и теплового бурения, минерализации водоёмов, а также более детальное обсуждение георадарных данных. Тем не менее, даже представленные материалы убедительно показали процесс формирования подледникового паводка. При этом именно комплексный подход к решению поставленной задачи позволил получить значимые научные результаты.

Аналогичные, но не столь масштабные процессы происходят и под антарктическим ледником. Во всяком случае, проседание его поверхности над одними подледниковыми водоёмами, и её повышение над соседними, документально зафиксировано по данным спутниковой альтиметрии. Объяснением этого процесса является перетекание воды из первого во вторые [Wingham et al., 2006; Fricker et al., 2007; Fricker & Scambos, 2009]. Таким образом, изучение провала в районе ледника Долк способствует лучшему пониманию процессов формирования и развития катастрофических подледниковых паводков, и тесно связано с вопросами фундаментальных научных исследований в полярных регионах нашей планеты.

Озёра Прогресс, Скандретт, Дискашн и LN73, расположенные поблизости от инфраструктуры РАЭ, также характеризуются периодическими прорывами. Поэтому помимо изучения провала, также был выполнен аналогичный комплекс работ, направленный на их изучение. Авторам сопутствовала удача, 22-го января 2018 г. произошёл прорыв озера Дискашн. Уровень водной поверхности понизился примерно на 0.95 м. Отток озерных вод происходил через тоннель, образовавшийся в снежнике. На основе данных полевых наблюдений выполнены оценочные расчёты гидрографа



прорывного паводка, согласно которым истечение воды происходило в течение 7 часов, с максимальным расходом около  $3 \text{ м}^3/\text{с}$ .

Представленные в настоящей работе результаты носят предварительный характер. Для более полного понимания процессов, которые привели к образованию прорыва некогда существовавшего внутриледникового водоёма, требуется продолжение исследований этого природного феномена, что и предполагается выполнить в предстоящий полевой сезон.

Авторы благодарят начальников станции Прогресс А.В. Миракина и А.В. Воеводина, а также её сотрудников А.А. Коняева, Р.Р. Латыпова, В.В. Соценко и А.В. Теплякова за помощь в проведении работ; А.В. Миракина за предоставление фотоматериалов; С.В. Гущина за предоставленные метеорологические данные; генерального директора ООО «ГеофизПоиск» В.И. Кашкевич и сотрудников кафедр геофизики и гидрологии суши Института наук о Земле СПбГУ А.М. Белова, М.П. Кашкевич, Т.В. Паршину и А.А. Четверову за предоставленную геофизическую и гидрологическую аппаратуру и помощь в её подготовке к полевому сезону. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-05-00421 «Особенности формирования и развития паводков подледниковых водоёмов Антарктиды».

### Список литературы

- Попов С.В., Боронина А.С., Григорьева С.Д., Суханова А.А., Дешевых Г.А. (2018). Гидрологические, гляцио-геофизические и геодезические инженерные изыскания в восточной части полуострова Брокнес (Восточная Антарктида, район станции Прогресс) в сезон 63-й РАЭ. Российские полярные исследования, 1: 24-26.
- Попов С.В. (2017). Методика расчета линий тока земной поверхности, их использование в субляциальной геоморфологии и моделировании экзарационных процессов (на примере района Земли Принцессы Елизаветы, Восточная Антарктида). Геоморфология, 1: 46-54.
- Попов С.В., Поляков С.П. (2016). Георадарное лоцирование трещин в районе российских антарктических станций Прогресс и Мирный (Восточная Антарктида) в сезон 2014/15 года. Криосфера Земли, XX(1): 90-98.
- Попов С.В., Поляков С.П., Пряхин С.С., Мартыанов В.Л., Лукин В.В. (2017). Строение верхней части ледника в районе планируемой взлётно-посадочной полосы станции Мирный, Восточная Антарктида (по материалам работ 2014/15 года). Криосфера Земли, XXI(1): 73-84.
- Попов С.В., Эберляйн Л. (2014). Опыт применения георадара для изучения строения снежно-фирновой толщи и грунта Восточной Антарктиды. Лёд и Снег, 4(128): 95-106.
- Справочник геодезиста (1985). В 2-х книгах. Кн. 2. Ред. Большаков В.Д., Левчук Г.П. М.: Недра, 440 с.
- Трёшников А.Ф. (1963). История открытия и исследования Антарктиды. М.: Географгиз, 460 с.
- Björnsson H. (1998). Hydrological characteristics of the drainage system beneath a surging glacier. Nature, 395: 771-774.
- Björnsson H. (2002). Subglacial lakes and jökulhlaups in Iceland. Glob. Planet. Change, 35(3-4): 255-271.
- Daniels D. (2004). Ground Penetrating Radar. 2nd edition. IEE Radar, Sonar and Navigation series 15. New York: The Institution of Electrical Engineering, 761 p.
- Fricker H., Scambos T. (2009). Connected subglacial lake activity on lower Mercer and Whillans Ice Streams, West Antarctica, 2003–2008. J. Glaciol., 55(190): 303-315.
- Fricker H.A., Scambos T., Bindschadler R., Padman L. (2007). An active subglacial water system in West Antarctica mapped from space. Science, 315: 1544-1548.
- Gillieson D. (1991). An environmental history of two freshwater lakes in the Larsemann Hills, Antarctica. Hydrobiologia, 214(1): 327-331.
- Gillieson D., Burgess J., Spate A., Cochrane A. (1990). An atlas of the lakes of the Larsemann Hills, Princess Elizabeth Land, Antarctica. Australian National Antarctic Research Expeditions, Antarctic Division Australia, Kingston, Tasmania, 173 p.
- Goodwin I.D. (1988). The nature and origin of a jökulhlaup near Casey Station, Antarctica. – J. Glaciol., 34(116): 95-101.
- Grigoreva S., Boronina A., Sukhanova A., Popov S., Kashkevich M., Kashkevich V., Martianov V., Lukin V. (2018). Subglacial flood investigations at the Dâlk glacier area, Larsemann Hills, East





- Antarctica, on the data collected in 2017/2018 field season. Abstracts of 27th International Polar Conference, Rostock, Germany, 25-29 March 2018, p. 74.
- Jol H.M. (2009). Ground penetrating radar: Theory and applications. Elsevier, 543 p.
- Pattyn F. (2013). Antarctic subglacial lake discharges. Antarctic Subglacial Aquatic Environments, AGU, 27-44.
- Popov S.V., Pryakhin S.S., Bliakharskii D.P., Pryakhina G.V., Tyurin S.V. (2017). Vast ice depression in Dălk Glacier, East Antarctica. *Ice and Snow*, 2017, 57(3): 427-432.
- Sukhanova A., Grigoreva S., Boronina A., Popov S., Kashkevich M., Kashkevich V., Martianov V., Lukin V. (2018). Geophysical survey for safety reasons at the Progress-Vostok logistic traverse, East Antarctica. Abstracts of 27th International Polar Conference, Rostock, Germany, 25-29 March 2018, p. 178.
- Wingham D.J., Siegert M.J., Shepherd A., Muir A.S. (2006). Rapid discharge connects Antarctic subglacial lakes. *Nature*, 2006, 440(7087): 1033-1036.



## Селевые потоки на островах и побережьях арктических морей

**Ф.А. Романенко**

*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, г. Москва,  
Россия, faromanenko@mail.ru*

В докладе рассматриваются селевые явления в горах высоких широт (на обширных низменных равнинах подобные явления не распространены), которые до недавнего времени почти не были известны. Полевые работы на Земле Франца-Иосифа, на Полярном Урале, плато Путорана и в горах Западной Чукотки показали, что для образования селей в Арктике необходимы участки склонов, где в силу ветрового режима могут накапливаться значительные мощности осадков, и резкие подъёмы температуры выше нуля. Приведены фактические данные о строении селевых очагов и следах селевых потоков. Охарактеризован участок образования водоснежного потока, который привел 5 июня 1991 г. к гибели людей на Западной Чукотке, лагерь которых располагался в зоне торможения более старого потока. Облик участков формирования селей и участков транзита в разных районах Арктики и Субарктики очень схож, несмотря на отличия геологических, геоморфологических и климатических условий. Многочисленные заросшие конусы выноса и зоны торможения, обнаруженные нами как в районах распространения покровного и горно-долинного оледенения в плейстоцене и голоцене, так и в безледниковых районах, говорят о том, что в недавнем прошлом селевые процессы в Арктике и Субарктике были более интенсивны, чем в настоящее время.

*Арктика, водоснежные потоки, Земля Франца-Иосифа, Чукотка, гибель людей*

## Debris flows on the islands and coasts of the Arctic seas

**F.A. Romanenko**

*Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia, faromanenko@mail.ru*

The report examines the mudflows in the mountains at high latitudes (in the vast lowland plains such phenomena are not common), which, until recently, was only little known. Field work on the Franz Josef Land, the Polar Urals, Putorana plateau in the mountains of Western Chukotka have shown that for the formation of debris flows in the Arctic there are necessary such parts of the slope, where large thickness of sediments can be accumulated due to wind conditions, as well as the sharp rises of temperature above zero. Actual data on the structure of mudflow foci and traces of mudflows are presented. There has been characterized the formation of slushflow, the one which led to the death of people in Western Chukotka on June 5, 1991, due to the location of their camp in the zone of inhibition over the old stream. Appearance of formation portions mudslides and transit stations in different regions of the Arctic and Subarctic is very similar, despite the differences of geological, geomorphological and climatic conditions. Numerous overgrown cones and braking zones, found by us both in areas where the coating and mountain-valley glaciations had been distributed during the Pleistocene and Holocene and in the ice-free areas, tell us that in the recent past mudflow processes in the Arctic and Subarctic were more intense than at the present time.

*Arctic, slushflow, Franz-Josef Land, Chukhi Peninsula, loss of life*

## Введение и методика исследования

Селевые потоки в высоких широтах концентрируются на участках низкогорий, среднегорий и плато, которые располагаются в очень суровых и часто сухих обстановках, что ограничивает распространение селей. Тем не менее, нами обнаружены и в литературе встречаются упоминания об их формировании даже в таких экстремальных условиях.

В высоких широтах преимущественно наблюдаются водоснежные потоки (ВСП, англ. slushflow), то есть снеговые сели [Перов, 1966, 1996]. Для них характерны [Сапунов, 1991; *Водоснежные ...*, 2001] возникновение только весной в период бурного снеготаяния или обильных жидких осадков при большом количестве снега в руслах водотоков, при прорыве снежных плотин, образованных лавинами, а также насыщенность снежной массы водой (20 – 70 %) и каменным материалом (до 12%).

Цель настоящего исследования – анализ геоморфологических условий формирования селей (ВСП) на островах и побережьях арктических морей. В задачи работы входило выделение участков возможного образования селей в Арктике, полевое геоморфологическое обследование доступных очагов и выявление факторов, способствующих формированию и движению селей.

В основу работы положены материалы полевых обследований 1994-2017 гг. (рис. 1) в горах Кольского полуострова – в Монче- и Чунатундрах, Хибинских и Ловозёрских тундрах, на архипелаге Земля Франца-Иосифа, небольшом участке в западной части о.Врангеля, в западной части плато Путорана и в горах Западной Чукотки (Летяткинский гранитный массив, западная часть Шелагского и Южно-Аноийский хребты). В данной статье мы не будем рассматривать горы Кольского полуострова, которым посвящены многие специальные работы.

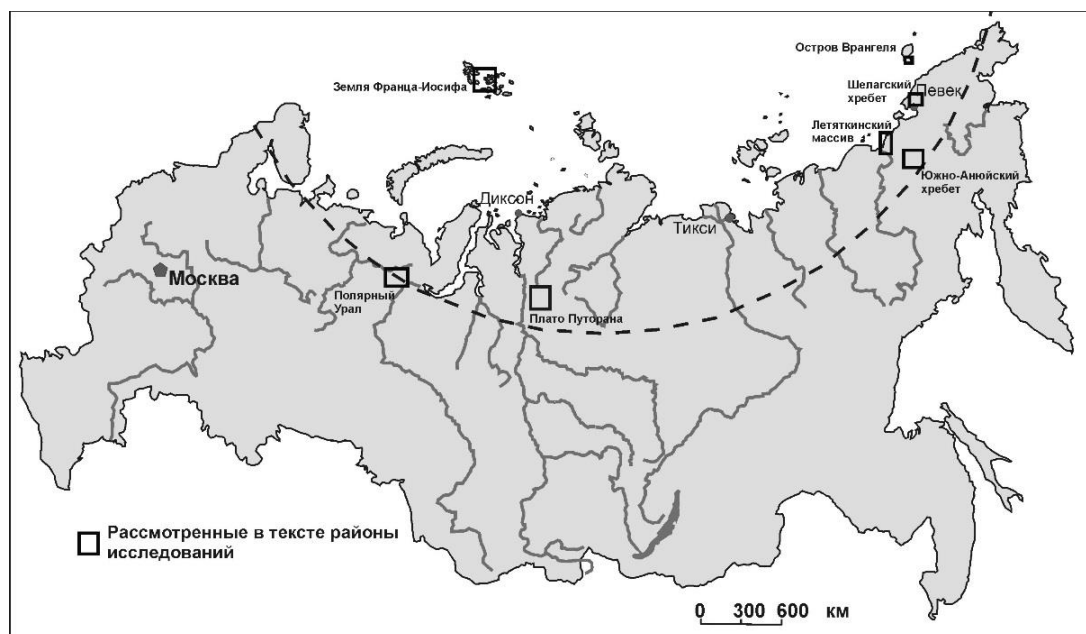


Рис. 1. Расположение обследованных районов.

Основной метод исследования – полевая геоморфологическая съёмка, выполненная по стандартной [Ермолов, 1958; Башенина и др., 1962; Спиридонов, 1970] методике. В первых легендах для геоморфологических карт [Сваричевская, 1937] ещё не предусматривались специальные знаки для лавинно-камнепадных и селевых конусов и зон торможения. Появление огромного фактического материала Государственной геологической съёмки 1940-50-х гг. привело к существенной детализации представлений о развитии рельефа, и в более поздних легендах геоморфологических карт [Башенина и др., 1960, с. 8, 9] предложен целый комплекс условных знаков для «форм, созданных



совокупным действием нивальных, нивально-водных, ледниковых, солифлюкционных и гравитационных процессов», объединённых в «нивально-денудационные». Термина «водоснежные потоки» тогда не существовало, поэтому предлагалось при картографировании выделять:

- склоны комплексного снежно-водно-камнепадного накопления;
- снежниковые цирки и лавинные водосборы;
- лавинные лотки;
- днища нивально-водных временных водотоков;
- лавинные конусы выноса;
- лавинно-водные конусы выноса.

В то же время в разделе «формы, созданные совокупным действием эоловых, флювиальных и гравитационных процессов (аридно-денудационных)» предусмотрены «днища долин грязекаменных потоков (селей)» и «конусы выноса грязекаменных потоков». То есть, здесь разделены, как и в современных классификациях [Перов, 1996], собственно сели и параселевые потоки. У А.И. Спиридонова [1970, с. 388] на помещённой в качестве примера карте выделены «лавинно-пролювиальные конусы выноса».

При картографировании использовались космические снимки Google и Yandex. В ходе полевых обследований выполнялись измерения параметров форм, характеризовался петрографический и литологический состав слагающего конусы материала.

Объекты исследования и результаты их обследования

Перечисленные горные массивы существенно отличаются друг от друга. Земля Франца-Иосифа (ЗФИ) состоит из 192 островов, 85 % площади которых заняты ледниками разных типов. Базальтовые плато юрского и мелового возраста высотой до 620 м перекрывают существенно менее плотные и твёрдые песчаники, алевролиты и аргиллиты триаса-юрты, что в определённой степени способствует эрозии и селевому расчленению. Острова окаймлены голоценовыми морскими террасами, сложенными галечниками. Характерны крутые (до 30-45°), но сравнительно короткие (обычно менее 1 км) склоны. Количество осадков на архипелаге не превышает 600 мм в год, снежный покров сохраняется 10-11 месяцев в году, часты резкие колебания температуры воздуха, особенно зимой и весной, связанные с выходом южных и атлантических циклонов. В верхних частях склонов, где могли бы зарождаться селевые потоки, преобладают глыбы, а сильные ветры сдувают оттуда снег. Кроме того, температура там практически не поднимается выше нуля.

То есть в целом предпосылок для массового развития селевых потоков не наблюдается, и они формируются при исключительном сочетании условий. Так, на склоне южной экспозиции к востоку от мыса Флора на о. Нортбрук в ходе экспедиции КЭЙРА-2012 нами обнаружена серия форм, по облику полностью идентичных врезам водоснежных потоков, подробно изученных в Хибинах [Водоснежные потоки..., 2001]. Они обладают чётко выраженными очагами, участками транзита и аккумуляции.

Вдоль расчленённого края базальтового плато на высоте 200-250 м между почти отвесными скальными выступами располагаются небольшие (шириной не более 50 м) селевые очаги. Если бы не гравитационное расчленение краев базальтовых плато и многочисленные участки «ветровой тени» за выступами, снег бы не накапливался из-за большой крутизны, и ВСП бы не сходили.

Зона транзита начинается практически сразу ниже базальтовых скал, на кровле более рыхлых мезозойских осадочных пород, и выражена в виде прямолинейных или слабо извилистых траншей глубиной до 1 м, шириной в верхней части 1-1,3 м, в нижней – до 1,5-2 м (рис. 2). Они прорезают крутой (до 30-35°, а в верхней части – и до 40-45°) прямой склон, покрытый густой мохово-лишайниковой растительностью.

Траншеи окаймлены валами выброшенного грунта высотой до 0,5-0,7 м, сложенными несортированным песчано-щебнисто-глыбовым материалом склонового чехла. Склон опирается на слабонаклонную поверхность голоценовой аккумулятивной морской террасы высотой 5-6 м над урезом моря, сложенной галечниками. Участок



аккумуляции существенно короче участка транзита (не более 40 м) и представлен незадернованными щебнисто-глыбовым конусом, прикрывающим тыловую часть современного пляжа.

На данном склоне располагается несколько ВСП близкого (причём недавнего – до десяти лет) возраста. Иногда траншеи из разных очагов сближаются и даже сливаются. Степень задернованности позволяет выделить не менее трёх возрастных генераций не древнее нескольких десятков лет. В то же время весь склон можно интерпретировать как «склон комплексного снежно-водно-камнепадного накопления» [Башенина и др., 1960]. Действительно, весной по нему сходят водоснежные потоки, летом и осенью в его верхней части происходят осыпи и небольшие обвалы, а в нижней – траншеи ВСП используются эрозией (только во время редких здесь сильных дождей, но гораздо чаще – выпадения и быстрого таяния летнего снега). Бесснежный период на ЗФИ отсутствует.



а



б



в

Рис. 2. Следы водоснежных потоков (ВСП) на мысе Флора (о. Нортбрук, Земля Франца-Иосифа): а) общий вид склона с несколькими ВСП; б) участки транзита и аккумуляции одного из небольших ВСП; в) нижняя часть участка транзита типичного ВСП. Фото 2012-2013 гг.

Северо-западная часть гор Путорана – высокие (до 1230 м) трапповые плато, расчленённые впадающими в озеро Лама небольшими реками – Бунисяк, Бучарама, Векхикай и т.д., троговые долины которых берут начало в глубоких (иногда более километра) каровых камерах нескольких генераций. В нижнем течении долины имеют каньонообразный поперечный профиль, т.к. стиснуты с обоих бортов вертикальными скальными обрывами высотой до 10-15 м. В карах под стенками северных экспозиций широко распространены снежники-перелетки и небольшие леднички, обычные также на



северных и северо-восточных склонах плато, на высотах более 1000 м. Аналогично другим горным районам, они неоднократно возникали и исчезали в течение голоцена.

Устья впадающих в озеро Лама с юга рек имеют хорошо выраженные конусы выноса - слабонаклонные (2-30) заросшие лесом поверхности, покрытые плотной мохово-лишайниковой дерниной и разбитые многочисленными сухими в настоящее время руслами проток, высланных валунно-глыбовой отмосткой. Ширина их до 10 м, глубина до 1,5 м. Характерны многочисленные валунные (материал окатан до 2-3 класса) гряды высотой до 1 м, параллельные руслу. Видимо, данные формы – конусы выноса потоков талых ледниковых вод, стекавших по долине, а теперь идёт их моделировка селевыми потоками. О том, что в настоящее время селевые потоки менее активны, чем ранее, говорит сплошное залесение конусов выноса, на одном из которых располагается база национального парка «Бунисьяк».

Тем не менее, в более крупных долинах конусов выноса не наблюдается, то есть интенсивные селевые процессы в голоцене не происходили. Мы объясняем это более равномерным перераспределением снега, пологими уклонами и возможностью постепенного стока тающих вод.

Поскольку большая часть Чукотского округа занята мощными горными системами с близкими к описанным условиям, то можно предположить, что и ВСП там – обычное явление. Нами обнаружены следы мощных потоков как во внутренних районах Чаун-Чукотки, в низко- или среднегорьях Шелагского и Южно-Ануйского хребтов, так и на побережье Восточно-Сибирского моря в пределах меловых гранитных массивов высотой более километра, например, Летяткинского и Северного. Именно в последнем произошла трагедия 5 июня 1991 г., когда ВСП погубил восемь геологов в долине р. Кекурной (правый приток р. Апапельхина немного восточнее г. Певека).

Геологосъёмочная партия Чаунской ГРЭ поставила свой полевой лагерь из нескольких балков на старом конусе выноса ВСП небольшого левого бокового притока Кекурной. Внезапно задул знаменитый певекский «южак», который привел к резкому потеплению, и весь снежный наддув толщиной до 3,5 м насквозь пропитался водой и потерял несущие свойства. Снежно-водяная масса понеслась вниз по ручью в виде вала высотой 7-8 м, шириной 160-200 м, за которым следовало ещё 3-4 вала с убывающей высотой [Смолянинов, 2001]. Первый вал снёс балки со спавшими в них геологами и стоявший здесь же автомобиль ГАЗ-66, люди погибли, в том числе и начальник партии. Сейчас против этого места установлен памятник.

Аналогичное явление наблюдалось в той же долине 9 июня 1984 г. [Смолянинов, 2001]. Причина та же – «южак», резкое повышение температуры, и на вторые сутки сошёл ВСП. По счастливой случайности люди не погибли, водитель успел выскочить из перевернувшегося автомобиля ЗиЛ-157.

К плоскому днищу долины Кекурной, занятому валунно-галечными грядами, направление и параметры которых меняются при каждом весеннем половодье или снежно-ливневом паводке, здесь практически без уступов спускаются длинные (до 1 км) сравнительно пологие (не более 100) задернованные склоны немного вогнутого продольного профиля. Их крутизна увеличивается кверху незначительно. Склон северной и северо-северо-западной экспозиции рассечён неглубоким (до 1,5 м) и узким (до 1 м) пологим оврагом с задернованными бортами. Почвенно-растительный покров отсутствует только в русле. В устье оврага располагается небольшой (ширина до 30 м) конус выноса, также задернованный. Именно он был выбран для обустройства лагеря геологов, и на нём ещё сохраняются развалины балков.

Параллельно описанному оврагу в 20-40 м находится гораздо более свежий врез шириной до 30-35 м с асимметричным корытообразным поперечным профилем. Глубина вреза не превышает 2 м, и в разрезе бортов видно, что весь склон перекрыт щебнисто-глыбовым чехлом из гранитных обломков. Практически без изменения уклона зона транзита переходит в зону торможения, сливающуюся в устье с дном Кекурной, отодвигая русло. Новый ВСП не использовал имевшийся канал, а сошёл рядом, видимо, по какой-то эрозионной форме.



В 1984 г. после таяния снега полосы перенесённых потоком валунов также располагались не в русле, а на прилегающих склонах. Видимо, потерявшая устойчивость «няша» (данное поморское слово лучше всего описывает снежно-водяную массу, для описания которой традиционно на Белом море и используется) выплёскивается за пределы русла и смещается по склону.

Судя по космическим снимкам, в пределах Северного гранитного массива следы ВСП встречаются в долинах практически всех небольших водотоков, чему способствуют значительные уклоны, возможность накопления значительных масс снега, сдуваемых сильными ветрами с плато, и резкие весенние повышения температуры, связанные с «южаком». Общее количество осадков в районе Певека не превышает 200-300 мм, в горах Шелагского хребта ещё меньше, а условия в вершинном поясе гор сравнимы с антарктическими.

В долине р. Топографической (бассейн р. Орловки – крупного правого притока Большого Анюя) в пределах Южно-Аньюйского хребта ВСП сформировался на левом борту на продолжении широкого (до 1 км) эрозионного лотка на склоне северо-западной экспозиции. Лоток состоит из трёх частей (сверху вниз), отличающихся морфологией: эрозионного вреза с крутым (до 150) уклоном днища и корытообразным поперечным профилем, т.е. крутыми бортами; древнего аккумулятивного тела (древнего конуса выноса) со слабо наклонной (3-50) поверхностью высотой до 5 м над урезом реки и шириной до 400 м, и падающего непосредственно к долине Топографической склона крутизной до 80.

В этот нижний склон и врезан селевой поток шириной до 30 м на глубину около 1-1,3 м в верхней части и до 2 м в нижней (рис.3). Слагающий склоны лотка материал – глыбы и щебень гранитоидов и мезозойских сланцев с поровым заполнением песком с гравием, прикрытые фрагментарным растительным покровом с куртинами кедрового стланика. Смещённые ВСП обломки выделяются яркой окраской, т.к. лишены лишайников.



а

б

Рис. 3. Верхняя (а) и нижняя (б) части водоснежного потока в долине р. Топографической (Южно-Аньюйский хребет, Западная Чукотка). Фото 2009 г.

Селевой очаг, как нам представляется (верхняя часть лотка была закрыта плотной облачностью), располагается в средней части лотка на слабонаклонной поверхности. Зона транзита протяжённостью до 300 м незначительно врезана в неё, а зона торможения – конус шириной до 70 м и длиной до 120 м, сложенный мелкоглыбово-щебнисто-песчаным материалом, непосредственно вливается в Топографическую, уничтожив на небольшом участке пойму и почти не отклонив течение. Более крупным масштабам ВСП препятствовали небольшие в целом уклоны. Возраст селевого потока – несколько десятков лет, по нему проходит старая вездеходная дорога. Судя по космическим снимкам, подобные формы в Южно-Аньюйском хребте немногочисленны, но на данном

отрезке Топографической выделяется, как минимум, две их генерации в соседних лотках, причем древняя выглядит существенно старше вышеописанной. Но на соседнем участке более высоких гор (изолированный массив горы Снеговой высотой около 1600 м) следы свежих ВСП многочисленны, и они сходят по долинам разной экспозиции, не только северных румбов.

Наконец, в пределах Летяткинского гранитного массива, прорывающего толщу осадочных мезозой-кайнозойских пород, в долине ручья Тайнинского на высотах 100-120 м нами обнаружено две единичных зоны торможения ВСП шириной 550-700 м и длиной до 200 м. Они состоят из слившихся конусов нескольких генераций, самый древний из которых уже покрыт каменными кольцами и полосами, а самый молодой имел совершенно свежий, не покрытый лишайниками облик (рис.4). Ширина свежей части 177 м, задернованной – 300 м, со сформировавшимися пятнами-медальонами - 212 м. Гранитные глыбы до 1,5 м в поперечнике встречались на поверхностях обеих генераций. Оба конуса перекрывали плоское днище Тайнинского, а их крутые (более 350) верховья и недоступные видимости селевые очаги находились на высотах 300-500 м. Высота конусов над окружающей поверхностью (т.е., по сути, их мощность), достигает 3 м. Экспозиция обоих очагов ВСП – северо-восточная. В пределах массива столь свежих и крупных форм более не обнаружено.



Рис. 4. Разные возрастные генерации конусов выноса водоснежных потоков в долине ручья Тайнинского (Летяткинский гранитный массив, Чаун-Чукотка). Фото 2005 г.

### Выводы

Краткий обзор выявленных на арктических островах и побережьях следов селевых потоков позволил установить, что:

- сели и их разновидность – водоснежные потоки – типичный для высокоширотных гор и широко там распространённый процесс;
- он имеет не катастрофический, а вполне обычный характер, т.к. не меняет коренным образом свойств геоморфологической системы, а лишь немного изменяет на небольших участках облик рельефа;
- в голоцене селевая активность в арктических горах была интенсивнее, о чём говорят многочисленные не развивающиеся ныне конусы выноса ВСП, обнаруженные практически повсеместно;
- в периоды голоценовых похолоданий могли формироваться маломощные снежно-фирновые скопления, таяние которых приводило к существенно большим по масштабу селям и водоснежным потокам (ВСП), которые перенесли значительные количества каменного материала, слагающего сейчас большое число форм;





- несмотря на широкое распространение, формирование селей в высоких широтах происходит не повсеместно, а лишь на участках, где наблюдается исключительно благоприятное сочетание условий, в первую очередь – накопление значительного количества снега и резкие повышения температуры воздуха выше нуля;

- чем южнее, тем выше поднимается нижняя граница формирования ВСП.

Условия для формирования ВСП, сходные с обнаруженными нами на Земле Франца-Иосифа, можно предположить и на других арктических архипелагах, на Новой Земле и Северной Земле, но там они пока не обнаружены. На Новой Земле знаменитая бора сопровождается резкими (иногда до 200) потеплениями, что при сохраняющихся почти всё лето снежных массах в горах может быть спусковым крючком для селей. Кроме того, там возможны не только ВСП, а прорывные сели, связанные с отступанием ледников и прорывами подпруженных ими озёр (Корякин, 2015). Всё это свидетельствует о том, что селевые процессы в Арктике играют более заметную роль в транспортировке материала, чем это предполагалось.

Работы поддерживаются РФФИ (проект № 17-05-00630) и выполнены по госбюджетной теме № АААА-А16-11632810089-5.

### Список литературы

- Башенина Н.В., Леонтьев Л.К., Симонов Ю.Г., Выхребенцева В.С., Заруцкая И.П. (1960). Легенда геоморфологической карты Советского Союза масштаба 1: 50 000 – 1:25 000. Приложение VIII. М., Географический факультет МГУ, 25 с.
- Башенина Н.В., Леонтьев О.К., Пиотровский М.В., Симонов Ю.Г. (1962). Методическое руководство по геоморфологическому картированию и производству геоморфологической съёмки в масштабе масштаба 1: 50 000 – 1:25 000. М., Изд-во Московского университета, 204 с.
- Водоснежные потоки Хибин (2001). Под ред. А.Н. Божинского, С.М. Мягкова. М., Географический факультет МГУ, 167 с.
- Ермолов В.В. (1958). Вопросы составления геоморфологических карт при среднемасштабной комплексной геологической съёмке северных районов. Труды НИИГА, Т. 83, 34 с.
- Корякин В.С. (2015). История изучения природной системы Новой Земли (до середины XX века). М., Вече, 320 с.
- Перов В.Ф. (1966). Селевые потоки Хибинского горного массива. Вестник Моск. ун-та. Сер. геогр., 1: 106-110.
- Перов В.Ф. (1996). Селевые явления. Терминологический словарь. М., Изд-во Моск. ун-та, 34 с.
- Сапунов В.Н. (1991). Водоснежные потоки в Хибинах. Материалы гляциологических исследований. 71: 94-99.
- Сваричевская З.А. (1937). Легенда для геоморфологической карты крупного масштаба. Под ред. И.Н. Гладина. Л., Географо-экономический НИИ ЛГУ, 23 с.
- Смолянинов Б.И. (2001). Трагедия в долине Кекурного. Полярная звезда, № 40, 2 июня 2001.
- Спиридонов А.И. (1970). Основы общей методики полевых геоморфологических исследований и геоморфологического картографирования. М., Высшая школа, 456 с.



## Селевые процессы в Ловозерских тундрах

**А.И. Рудинская, Ю.Р. Беляев, А.Л. Гуринов, Е.В. Гаранкина**

*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва,  
Россия, rudinskaya94@gmail.com*

Ловозерский массив, относящийся к северной зоне развития селевых явлений, в соответствии с районированием территории СССР, имеет среднюю степень селеопасности [Флейшман, 1978]. Несмотря на то, что ранее велись отрывочные наблюдения за селевыми явлениями Ловозерских тундр, отсутствуют общие карты проявлений селевых процессов, нет достоверных опубликованных данных по активности и интенсивности селевых процессов хотя бы для отдельных бассейнов (в отличие от хорошо изученных в этом отношении Хибин [Божинский и др., 2001]). На основе обобщения литературных источников был сформулирован перечень дешифровочных признаков для выявления следов развития селевых процессов при изучении данных дистанционного зондирования высокого разрешения и крупномасштабных топографических карт на изучаемую территорию. Эти критерии использовались при создании схемы предварительного дешифрирования селевых бассейнов. Во время полевого обследования летом 2017 года проводилось уточнение составленной на предыдущем этапе схемы. В результате была составлена карта селевых бассейнов исследуемой территории. Селевые явления достаточно широко распространены в пределах массива – достоверно установлено существование 32 селевых бассейнов. Селевые процессы развиваются как в относительно крупных долинах (площадью до 19 км<sup>2</sup>), так и в водосборных бассейнах временных водотоков. Доминирующий тип селеподобных явлений в Ловозерском массиве представлен водоснежными потоками. Сели, образующиеся при выплеске из горных озер, встречаются значительно реже (могут возникать в 4 селевых бассейнах) и относятся к типу водо-каменных потоков.

*селевые процессы, водокаменные сели, водоснежные потоки, селевой бассейн,  
морфодинамическая зона, Ловозерские тундры*

## Debris flow phenomena in the Lovozerskiye Tundry

**A.I. Rudinskaya, Yu.R. Belyaev, A.L. Gurinov, E.V. Garankina**

*Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia, rudinskaya94@gmail.com*

Lovozerskiye Tundry are referred to the Subarctic zone of debris flow formation and have an average degree of debris flow danger [Fleishman, 1978]. Although an initial data on the debris flow phenomena in the Lovozerskiye Tundry was accomplished, there are no debris flow basins schemes or reliable published data on the activity and intensity of debris flows, at least, for the specific basins (in contrast to the well-studied Khibiny [Bozhinsky et al., 2001]). We compiled a list of criteria to identify traces of debris flow phenomena in studied area using remote sensing data and large-scale topographic maps. These criteria have been used to create a preliminary scheme of debris flow basins. Field inspection in the summer of 2017 has verified the scheme. As a result, we compiled a map of debris flow basins for the territory. Debris flow phenomena are widely distributed within the massif – there are 32 debris flow basins. Debris flow phenomena develop both in rather big valleys (with an area of more than 19 km<sup>2</sup>) and in catchment area of temporary watercourse. The most widespread type of debris flow phenomena in the Lovozerskiye Tundry are slushflow. Typical debris flows are possible, at least, in 4 basins due to periodical extreme water

discharges triggered by avalanches and/or rockfalls into moraine-dammed lakes in their headwaters.

*debris flows, slushflows, debris flow basin, morphodynamic zone, Lovozerskiye Tundry*

## Введение

Ловозерские тундры – изометричный в плане низкогорный массив с преобладающими высотами 800-1000 м, расположенный на Кольском полуострове. Его протяженность с запада на восток составляет около 80 км, с севера на юг - порядка 90 км, площадь - 650 км<sup>2</sup>. Массив представляет собой щелочную интрузию, приподнятую неоген-четвертичными движениями над окружающими денудационными равнинами. Он глубоко расчленен сетью радиальных долин сложного эрозионного и эрозионно-экзарационного генезиса, заложившихся по тектоническим нарушениям.

Ловозерский горный массив – важный горнопромышленный регион нашей страны. Хозяйственное освоение горных территорий сопряжено с рядом трудностей, одна из которых – развитие в пределах горных территорий специфических опасных природных процессов. В соответствии с нормативной документацией [СП 116.13330.2012], к опасным природным процессам относятся широко распространенные в пределах горных территорий сели - стремительные русловые потоки, состоящие из смеси воды и обломков горных пород, внезапно возникающие в бассейнах небольших горных рек [Перов, 1996]. Поскольку Ловозерские тундры считаются территорией со средней степенью селевой опасности, находящиеся в пределах массива или проектируемые в будущем объекты инфраструктуры оказываются подвергнуты риску.

Целью настоящего исследования стал анализ пространственного распространения и строения селевых бассейнов Ловозерского массива. Были решены следующие основные задачи:

Сформулировать перечень дешифровочных признаков для выявления следов селевых процессов на данных дистанционного зондирования (ДДЗ) и крупномасштабных топографических картах;

На основе выбранных критериев составить схему дешифрирования селевых бассейнов;

В полевых условиях на местности уточнить составленную ранее схему и построить итоговую карту селевых бассейнов; провести их типизацию и установить параметры;

Составить и проанализировать каталог селевых бассейнов Ловозерских тундр по морфологии и морфометрическим параметрам.

## Методический подход

Изучение селевых бассейнов Ловозерских тундр проводилось по следующему алгоритму (рис. 1):



Рис. 1. Стадии изучения селевых бассейнов Ловозерских тундр.

На первом этапе с помощью литературных источников [Пушкаренко, Чалмаев, 1988; Садов, Гельман, 1984; Сапунова, Сапунов, 1979] был составлен перечень дешифровочных признаков для выявления следов развития селевых процессов с помощью топографических карт и ДДЗ [Rudinskaya et al., 2018]. Были подобраны следующие критерии – морфологические (характеризующие поперечный и продольный



профили долины, крутизну тальвегов и бортов долин), геологические (указывающие на выходы скальных пород и накопления валунно-глыбового материала), ландшафтные (соответствующие определенному типу растительности - одной из характеристик возраста селевого рельефа). Предварительное дешифрирование проводилось при использовании карт Генерального штаба масштаба 1:50000 и 1:25000, а также полученных из открытых источников (Bing, Google, Yandex) космических снимков со спутников GeoEye и WorldView-2 субметрового пространственного разрешения.

На втором этапе проводилось уточнение составленной ранее схемы предварительного дешифрирования селевых бассейнов, описание параметров форм селевого рельефа, селевых отложений, выделение морфодинамических зон селевых бассейнов. По итогам полевого обследования в среде QGIS 2.14.22 была построена карта селевых бассейнов Ловозерских тундр (рис. 2).

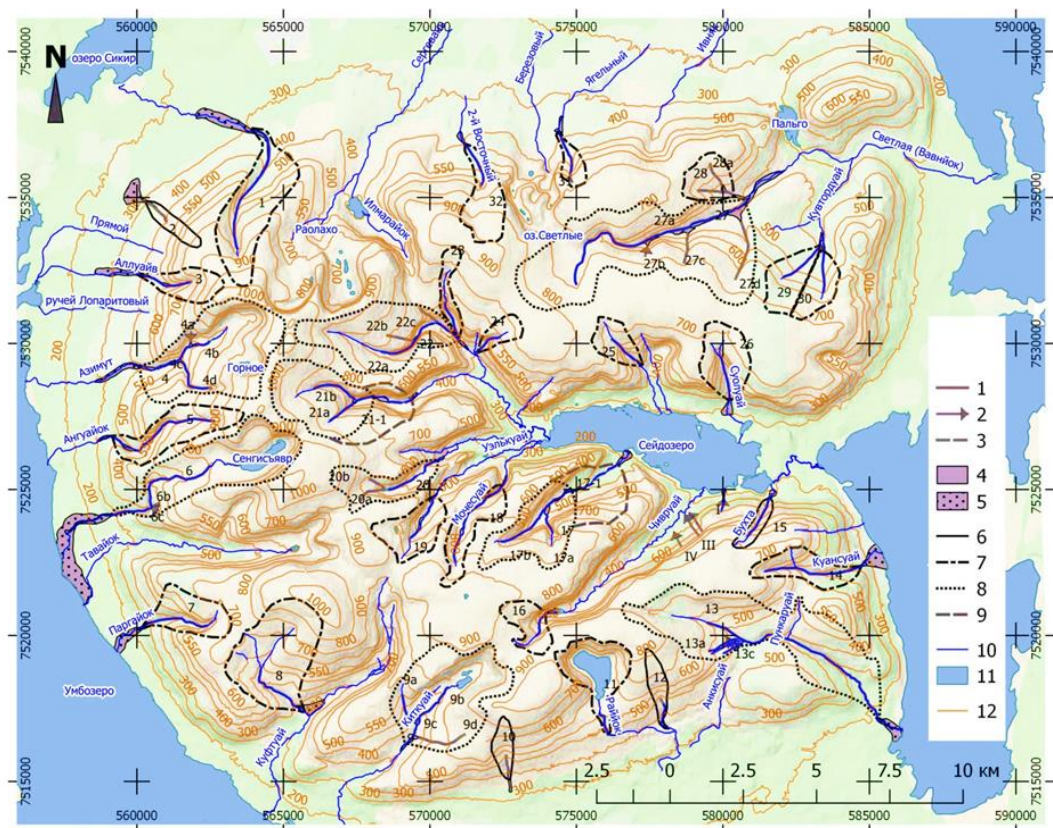


Рис. 2. Селевые бассейны Ловозерских тундр: 1 – современные зоны транзита, 2 – небольшие водоснежные аппараты, 3 – предполагаемые древние пути транзита, 4 – современные зоны внутриваллинной аккумуляции и конусы выноса, 5 – древние конусы выноса, 6 – границы элементарных простых бассейнов, 7 – границы простых долинных бассейнов, 8 – границы сложных долинных бассейнов, 9 – границы прекративших функционировать участков сложных долинных бассейнов, 10 – водотоки, 11 – озера, 12 – горизонтали.

В настоящем исследовании в качестве селевых бассейнов рассматривались морфологически выраженные на карте масштаба 1:100000 долины водотоков не ниже первого порядка. Первый порядок присваивался водотокам длиной не менее 1 км с площадью водосбора не менее 0,8 км<sup>2</sup>. Исключения делались для долин ручьев, пересыхающих в отдельные сезоны года. при морфологической выраженности следов селевой деятельности и площади водосбора не менее 0,8 км<sup>2</sup>. Принято считать бассейн селевым, если в его пределах формируются селевые потоки, которые сходят по главному руслу. В составе сложного селевого бассейна присутствуют селевые притоки, однако в том случае, если селевой поток движется по руслу главного водотока, этот водосбор рассматривается как единый бассейн; в противном случае селевые притоки относятся к



самостоятельным бассейнам [Перов, 1996]. Тем не менее, было принято решение выделить в составе сложных бассейнов отдельные селевые аппараты (им на карте соответствуют номера типа 1a, 1b). Селевой аппарат представляет собой часть селевого бассейна, в пределах которой собственно и происходит образование селя, перемещение селевых масс и непосредственное преобразование рельефа селевыми процессами. Под селевым аппаратом понимается сочетание морфологически выраженного селевого очага и пространственно связанных с ним форм рельефа, которые полностью созданы или существенно преобразованы в результате схода селей, зарождающихся в данном очаге, и фиксируют зоны транзита селя (селевой врез) и селевой аккумуляции (конус выноса). В качестве селевых очагов могут выступать водосборные воронки, участки периодического блокирования русел водотоков лавинно-камнепадными телами, пороги стока подпрудных озер и др. Необходимость введения этого термина связана с тем, что отдельное рассмотрение селевых аппаратов в составе сложного селевого бассейна позволяет более подробно изучить их параметры и вклад в функционирование бассейнов. На карте были также отображены существующие небольшие склоновые аппараты, (обозначены римскими цифрами I-IV). Их водосбор не выражен морфологически на карте масштаба 1:100000, и потому они не могут считаться селевыми бассейнами в рамках настоящего исследования.

С помощью программного комплекса Microsoft Excel был составлен каталог селевых бассейнов и аппаратов. Каталог состоит из двух частей. В первой части приведены морфологические характеристики бассейнов и аппаратов - форма продольного и поперечного профилей, их геоморфологическая приуроченность (эти характеристики определяют условия развития селевых процессов и обуславливают строение селевого бассейна – например, расположение зоны основной концентрации отложений), тип очага, наличие или отсутствие ныне не функционирующих древних конусов выноса – для возможности в дальнейшем анализировать историю развития селевого бассейна. В зависимости от характера водосбора бассейны были классифицированы как склоновые либо долинные, при этом долинные бассейны были разделены на два типа - простые и сложные (табл. 1).

Таблица 1. Фрагмент каталога селевых бассейнов Ловозерских тундр. Часть 1 – морфологические характеристики.

№ бассейна (аппарата)	Название главного водотока бассейна (аппарата)	Морфология	Очаг	Особенности селевого процесса	
				Области концентрации современных селевых отложений	Наличие древних конусов выноса
1	Руч. Шомйок	V-образная долина, продольный профиль прямой с элементами ступенчатого	Водосборная воронка; области подпруживания русла лавинами	Преимущественно на конусе выноса, в меньшей степени – в средней части долины	+
2	Руч. б/н	Денудационный врез в коренных породах	Водосборная воронка	У подножия внешнего тектоно-денудационного склона массива	+



Таблица 1 (продолжение). Фрагмент каталога селевых бассейнов Ловозерских тундр. Часть 1 – морфологические характеристики.

№ бассейна (аппарата)	Название главного водотока бассейна (аппарата)	Геоморфологическая характеристика водосбора аппарата	Тип	Класс	Преобладающие типы селей
1	Руч. Шомйок	Глубоко врезанная речная долина	Простой	Долинный	Гидронапорные ВСП
2	Руч. б/н	Долина небольшого ручья на поверхности внешнего тектоно-денудационного склона	Элементарный	Склоновый	Гравитационные ВСП

Во второй части для каждого бассейна и аппарата приводятся морфометрические параметры (табл. 2). Анализ преобладающих порядков водотоков, особенностей русловой сети, среднего уклона в зоне транзита, площадей бассейна и конусов выноса помогает установить, при каких параметрах в условиях изучаемой территории селевые процессы развиваются наиболее активно и какие морфометрические характеристики соответствуют бассейнам разных классов и типов. Анализ коэффициента формы водосбора  $K_{\phi}$ :

$$K_{\phi} = \frac{L}{B_{max}}, \text{ где } L - \text{длина водосбора, } B_{max} - \text{максимальная ширина водосбора (1)}$$

помогает установить, в каких бассейнах и аппаратах вода будет быстрее концентрироваться в притальвежных зонах водотоков [Симонов, 1998]. Экспозиция показывает, где будет наиболее быстро происходить таяние снега – основного источника воды для селей в Субарктике.

Таблица 2. Фрагмент каталога селевых бассейнов Ловозерских тундр. Часть 2 – морфометрические характеристики.

№ бассейна (аппарата)	Название главного водотока бассейна (аппарата)	Гидрографические особенности		Особенности строения бассейна		
		Русловая сеть	Порядок главного водотока (по Стралеру)	Длина зоны транзита (км)	Набс истока зоны транзита	Набс вершины конуса выноса (зоны разгрузки)
1	Руч. Шомйок	Одно русло	1	4,9	700	430
2	Руч. б/н	Тальвег постоянного водотока	1	1	380	340



Таблица 2 (продолжение). Фрагмент каталога селевых бассейнов Ловозерских тундр. Часть 2 – морфометрические характеристики

№ бассейна (аппарата)	Название главного водотока бассейна (аппарата)	Особенности строения бассейна (аппарата)					
		Средний уклон тальвега в зоне транзита	Площадь современной зоны аккумуляции, км <sup>2</sup>	Площадь древней зоны аккумуляции, км <sup>2</sup>	Площадь водосбора, км <sup>2</sup>	Кф	Экспозиция
1	Руч.Шомйок	0,06	0,62	0,16	6,7	3,6	С
2	Руч. б/н	0,04	0,37	0,34	1,0	6,0	СЗ

### Особенности селевых бассейнов Ловозерских тундр, их морфологические и морфометрические характеристики

Селевые процессы достаточно широко распространены в пределах массива – насчитывается 32 селевых бассейна. На относительно пологом внешнем западном склоне расположены девять бассейнов, относящихся к классу долинных (№ 2-9). На южном склоне средней крутизны расположены три бассейна – два склоновых (№10, 12) и один долинный (№11). В пределах относительно крутого восточного склона расположены два селевых бассейна, оба – класса долинных (№13, 14). К достаточно пологому северному склону приурочены три долинных бассейна (№1, 31, 32). В пределах крутого внутреннего склона массива насчитывается 14 бассейнов, из них – один склоновый (№15) и десять долинных (№16-26). Для внешних склонов массива характерна следующая закономерность: в пределах гористой части бассейна расположена зона селевого транзита, а к выходу водотока на предгорную равнину приурочена зона селевой аккумуляции. В некоторых случаях наблюдаются древние конуса выноса, расположенные в устьевых частях рек. Во внутренней части массива ситуация иная: здесь аккумуляция материала происходит в среднем течении реки, так как транспортирующей способности потока не хватает для выноса материала ниже по течению (хотя, например, в бассейне №17 в устье реки присутствует древний конус выноса).

В ряде долин зона аккумуляции в нижнем течении может быть морфологически не выражена – вероятно, это связано с последующим размывом селевых отложений (которые могут отлагаться ниже по течению, уже подвергаясь аллювиальной сортировке). В пределах Ловозерского массива также располагаются два бассейна сложного строения (№17 и №21), в структуре которых можно выделить отдельный древний конус и примыкающую к нему предполагаемую зону древнего транзита – эти морфодинамические зоны, несмотря на определенную морфологическую выраженность, не несут следов развития селевых процессов в настоящее время. Они могут быть свидетельством сокращения площади водосборов бассейнов сложного строения, уменьшению транспортирующей способности высоких порядков водотоков и, как следствие, к возможному разделению сложных бассейнов на простые в дальнейшем. Возможно, именно так произошло с бассейнами №27 и 28 – судя по положению конусов выноса, раньше они функционировали как единый бассейн.

Анализ морфометрических характеристик бассейнов (рис. 3) показал, что длина зон селевого транзита меняется от 0,2 до 8 км, чаще всего она составляет 1-2 км. Наибольшее количество селевых очагов расположено на высотах 500-700 м, а зон разгрузки – на высотах 400-500 м. Таким образом, можно выделить высотный уровень 400-700 м, который характеризуется наиболее интенсивным селеобразованием. Типичные параметры селевого водосбора следующие: площадь водосбора варьирует от 1 до 4 км<sup>2</sup>, площадь современного конуса выноса в среднем составляет менее 0,1 км<sup>2</sup>, уклон в зоне транзита колеблется от 0,02 до 0,18, К<sub>ф</sub> – от 1,3 до 4,8.

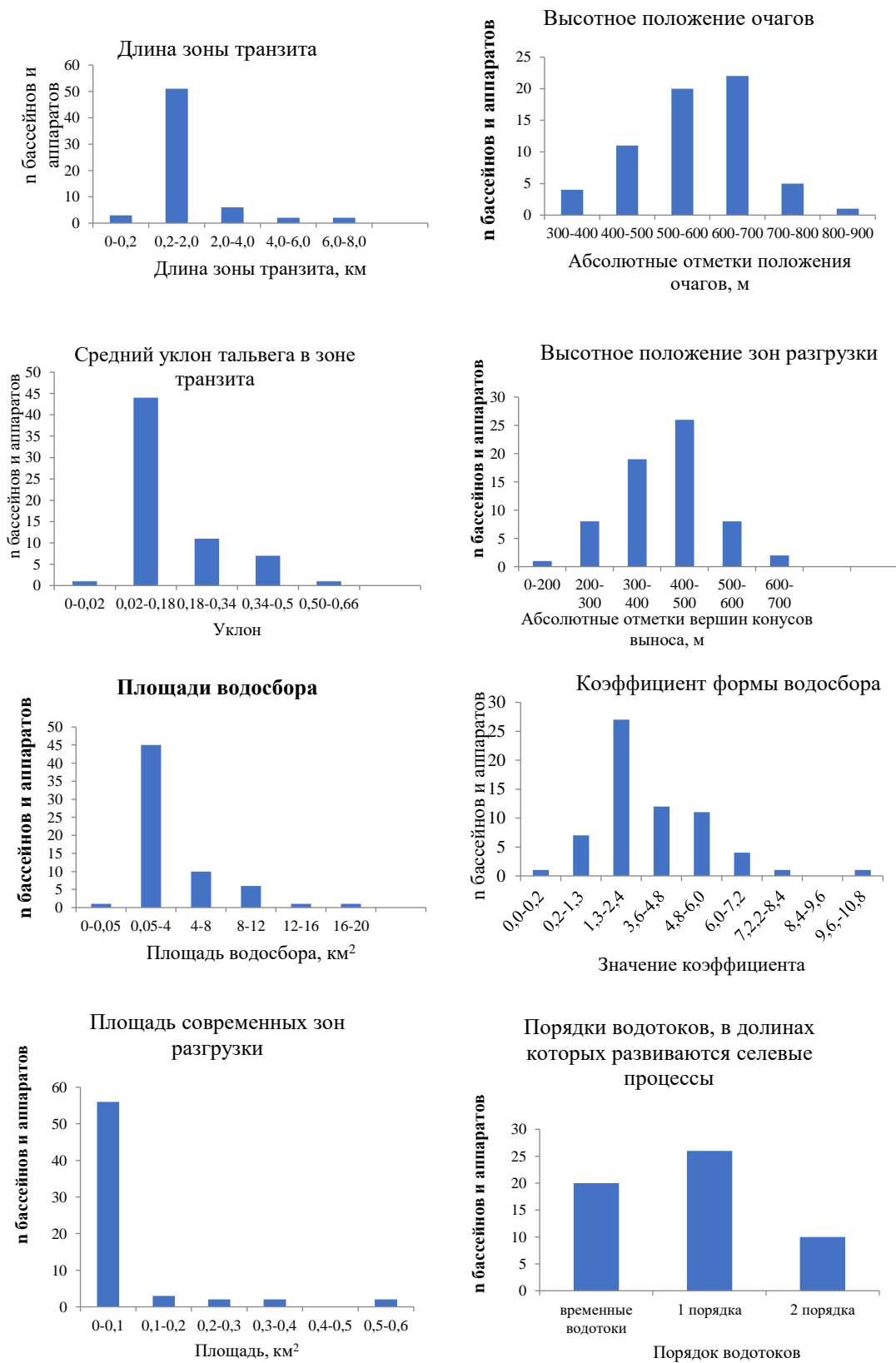


Рис. 3. Морфометрические характеристики селевых бассейнов и аппаратов.



Селевые процессы главным образом развиваются в долинах водотоков 1 порядка. Преобладающий тип очагов (рис. 4) – водосборные воронки (68% очагов), другие типы имеют подчиненное значение (доля лавинно-камнепадных желобов составляет 10%, моренно-подпрудных озер и участков подпруживания русел лавинами – по 8%, выпуклых перегибов продольного профиля – 6%). По типам селей преобладают гидронапорные водоснежные потоки (ВСП) – они развиваются в 51% селевых водосборов. Гравитационные ВСП также имеют широкое распространение (возникают в 42% водосборов). Сели, связанные с частичным спуском озер, имеют подчиненное значение и развиваются в 7% бассейнов и аппаратов. Преобладают селевые бассейны долинного класса (87% всех бассейнов), а самый распространенный тип бассейнов – простые (59%).

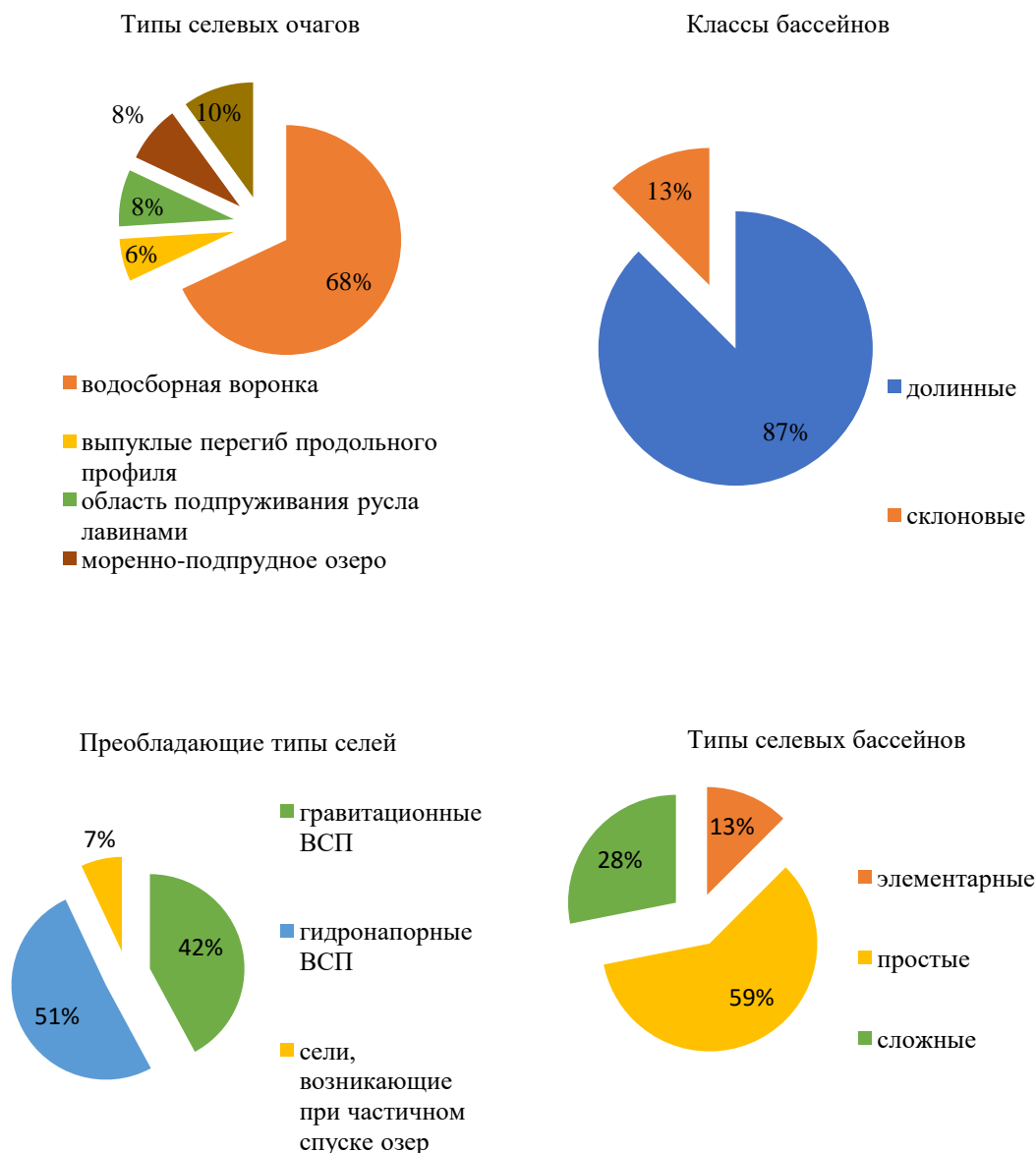


Рис. 4. Морфологические характеристики селевых бассейнов и аппаратов, преобладающие типы селевых процессов.



## Выводы

В пределах Ловозерских тундр расположены 32 селевых бассейна. Преобладают простые долинные бассейны, вложенные в трюги. Типовые геоморфологические позиции элементарных бассейнов – внешние тектоно-денудационные склоны массива, сложных бассейнов – трюговые долины. Доминирующие типы очагов – водосборные воронки (представлены в 68% бассейнов). Типичные морфометрические характеристики селевых бассейнов – площадь водосбора 2-4 км<sup>2</sup>, уклон зоны транзита 0,02-0,18, очаги на высотах 500-700 м, зоны разгрузки на высотах 400-500 м. Ведущий генетический тип селевых явлений в пределах массива – водоснежные потоки (преимущественно гидронапорного типа). Сели, связанные со спуском озер, имеют подчиненное значение, но отличаются существенно большей мощностью (дальностью выброса и последующей перестройки долины). Последние представлены в бассейнах №4 (долина Азимута), №6 (долина Сенгисйока), №9 (долина Киткуая), №11 (долина Раййока). Установлено наличие разных возрастных генераций селевых конусов в наиболее крупных селевых бассейнах Ловозерских тундр. Древние селевые образования имеют существенно большую площадь и мощность и выдвинуты, как правило, ниже по долинам. Установлена тенденция к упрощению структуры бассейнов и разделению сложных долинных бассейнов на простые.

Работа выполнена по теме государственного задания АААА-А16-11632810089-5 при поддержке РФФИ (проект №17-05-00630А).

## Список литературы

- Божинский А.Н., Евтеев А.О., Мягков С.М. и др. (2001). Водоснежные потоки Хибин. М., Географический факультет МГУ, 167 с.
- Перов В.Ф. (2012). Селеведение. Учебное пособие. М., Географический ф-т МГУ, 272 с.
- Перов В.Ф. (1996). Селевые явления. Терминологический словарь. М.: Изд-во Моск. ун-та, 34 с.
- Пушкаренко В.П., Чалмаев Л.В. (1988). Особенности применения космических фотоснимков при изучении селевых явлений. Проблемы противоселевых мероприятий. Алма-Ата, 70-79.
- Садов А.В., Гельман Р.Н. (1984). Использование аэрокосмических и других фотографических методов при изучении оползней и селей. В кн.: Оползни и сели. М., Центр международных проектов ГКНТ, 1: 171-195.
- Сапунова Г.Г., Сапунов В.Н. (1979). Следы действия водоснежных потоков. Материалы гляциологических исследований, 35: 201-202.
- Симонов Ю.Г. (1998). Морфометрический анализ рельефа. Смоленск, Изд-во СГУ, 272 с.
- СП 116.13330.2012 (2013). Инженерная защита территорий, зданий и сооружений от опасных геологических процессов. Основные положения. Актуализированная редакция СНиП 22-02-2003. М., Изд-во стандартов, 27 с.
- Флейшман С.М. (1978). Сели. Л., Гидрометеиздат, 312 с.
- Rudinskaya A.I. et al. (2018). Debris flow and slushflow phenomena in Lovozerskiye Tundry, Kola Peninsula, NW Russia. Geophysical Research Abstracts, 20, EGU2018-6535, <https://meetingorganizer.copernicus.org/EGU2018/EGU2018-6535.pdf>.



## Комплексный подход к созданию инженерной защиты от селевых процессов на морских террасах о. Сахалина

С.В. Рыбальченко<sup>1</sup>, К.В. Верховов<sup>2</sup>

<sup>1</sup>*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Сахалинский филиал, лаборатория лавинных и селевых процессов, Южно-Сахалинск, Россия, rybalchenko\_sv@mail.ru*

<sup>2</sup>*ОАУ СТК «Горный воздух», Южно-Сахалинск, Россия, konstantin\_verhovov@mail.ru*

На морских террасах о. Сахалина, сложенных рыхлыми и слабо литифицированными горными породами, как и во многих островных и прибрежных регионах России, повсеместно распространены селевые процессы. Создание инженерной защиты, а также осуществление территориального планирования и трассировки линейных сооружений с учетом особенностей динамики развития селевых бассейнов на морском побережье требует комплексного подхода к вопросу изучения и прогнозирования эволюции подобных форм рельефа. Авторами предложен алгоритм создания схемы эволюционного развития селевых бассейнов на склонах морских террас о. Сахалин, которая содержит информацию о форме селевого бассейна, стадии и пути его развития, литологическом составе горных пород и типе селевого процесса, а также предложен комплекс мероприятий инженерной защиты на разных стадиях развития селевого бассейна на морских террасах, что позволит снизить селевые риски при территориальном планировании на урбанизированных территориях и трассировке линейных сооружений.

*селевой поток, селевой бассейн, эрозия, инженерная защита*

## An integrated approach to the creation of the engineering protection against debris flow processes on marine terraces of the Sakhalin island

S.V. Rybalchenko<sup>1</sup>, K.V. Verkhovov<sup>2</sup>

<sup>1</sup>*Far East Geological Institute of Far East Branch of Russian Academy of Science, Sakhalin Department, laboratory of Avalanche and Debris-flow Processes, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia, rybalchenko\_sv@mail.ru*

<sup>2</sup>*Sports and tourist complex "Mountain Air", Yuzhno-Sakhalinsk, Russia, konstantin\_verhovov@mail.ru*

On the sea terraces of Sakhalin island, composed of loose and poorly littered rocks, as well as in many island and coastal regions of Russia, debris flows processes are everywhere widespread. The creation of engineering protection, as well as the implementation of territorial planning and tracing of linear structures taking into account the dynamics of the development of debris flows basins on the seashore requires a comprehensive approach to the study and prediction of the evolution of such forms of relief. The authors proposed the algorithm for generating the schema of evolutionary development in the debris flows on the slopes of the marine terraces of the Sakhalin island, which contains information about the form of debris flow basin, stages and ways of its development, the lithological composition of the rocks and the debris flow type process, and the complex of measures of engineering protection at different stages of development debris basin on marine

terraces, which will reduce debris flows risks in spatial planning in urban areas and tracing of linear structures.

*debris flow, debris flow basin, erosion, engineering protection*

### Введение и постановка задачи

На Сахалине значительная часть населенных пунктов и объектов транспортной инфраструктуры расположены в прибрежной зоне, что обусловлено природными факторами и историей освоения региона. Морские берега, представленные преимущественно аккумулятивными и аккумулятивно-денудационными морскими террасами, характеризуются высокой частотой расчленения рельефа и повсеместным распространением склоновых экзогенных процессов (селей и оползней различного генезиса). Значительную угрозу для урбанизированных территорий морских побережий о. Сахалин представляют активно растущие селевые бассейны, которые могут быть представлены элементами овражно-балочной сети, а также различными денудационными формами рельефа. Развитие селевых бассейнов на морских террасах может принимать весьма бурный характер в связи с активным селеформированием, обусловленным особенностями геологического строения и муссонным климатом региона. Активно растущие селевые бассейны с высокой частотой селеформирования значительно влияют на деградацию земель, увеличивая глубину и частоту расчленения рельефа и могут внести существенные изменения в территориальное планирование в течение ближайших 20-30 лет (рис. 1).

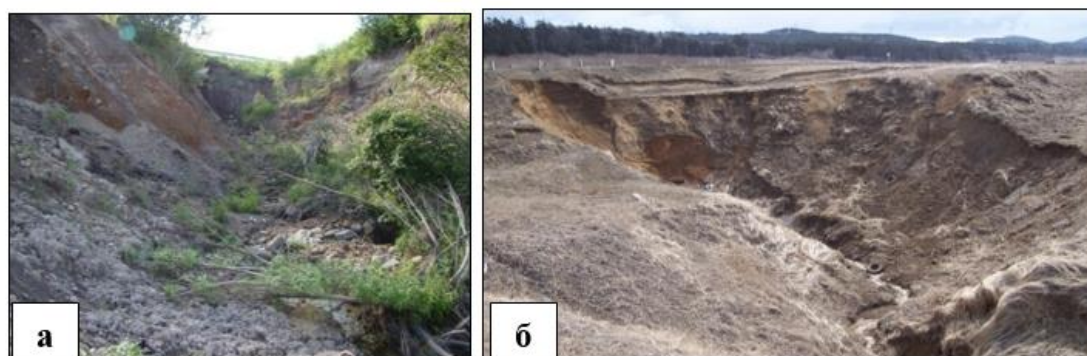


Рис. 1. Активно растущие селевые бассейны на морских террасах а) с. Гастелло. Восточное побережье Среднего Сахалина б) с. Ильинское. Западное побережье Среднего Сахалина. Фото С.В. Рыбальченко.

Наряду с другими склоновыми экзогенными процессами на морских террасах (оползнями, эрозией, термоабразией и т.д.) селевые процессы широко распространены во многих прибрежных и островных регионах России: Кольский, Чукотский п-ов, п-ов Таймыр, Ямал, архипелаг Новая Земля, Северная Земля, Земля Франца-Иосифа, п-ов Крым, Краснодарский край, Магаданская область, п-ов Камчатка, п-ов Чукотка, Курильские о-ва и др. [Флейшман, 1978; Перов, 2012]. Однако, несмотря на широкое распространение, формирование селей и возникновение селевых бассейнов на морских террасах, а также их дальнейшее развитие до сих пор является малоизученной областью селеведения. Создание инженерной защиты, а также осуществление территориального планирования и трассировки линейных сооружений с учетом особенностей динамики развития селевых бассейнов на морском побережье требует комплексного подхода к вопросу изучения и прогнозирования эволюции подобных форм рельефа.

### Развитие селевых бассейнов на морских террасах о. Сахалин

В развитии селевых бассейнов на морских террасах о. Сахалин можно выделить несколько этапов эволюции, которые также характерны для всех регионов с гумидным климатом. Стоит отметить, что основным признаком, определяющим стадию развития селевого бассейна, являются геоморфологическое строение его русла, которое значительно изменяется с течением времени под действием экзогенных процессов [Рыбальченко, Верховов, 2016]. На основе геоморфологических характеристик русла селевого бассейна можно выделить четыре стадии эволюции, каждой из которых соответствует своя форма и стадия развития русла (рис. 2).

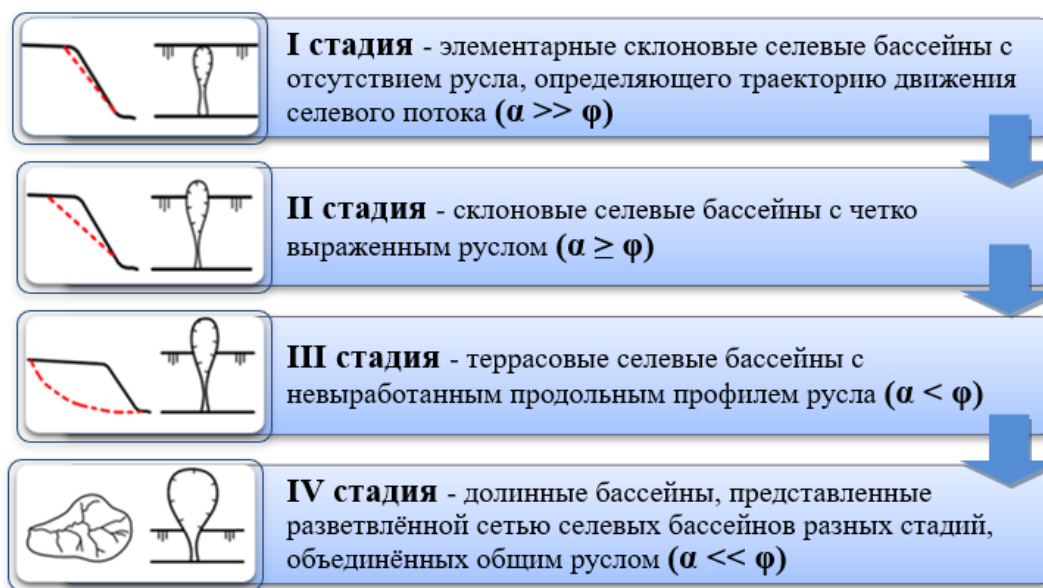


Рис. 2. Стадии эволюции селевых бассейнов на склонах морских террас о. Сахалин ( $\alpha$  – угол продольного уклона зоны транзита,  $\varphi$  – угол внутреннего трения пород ПСМ)

Для каждой из четырех стадий эволюции селевых бассейнов на морских террасах о. Сахалин можно выделить ряд признаков, позволяющих точно идентифицировать ту или иную стадию эволюции при помощи качественных, а не количественных характеристик (табл. 1).

Таблица 1. Морфометрические признаки селевых бассейнов на разных стадиях эволюции.

Стадия эволюции селевого бассейна	Угол продольного уклона зоны транзита селевого бассейна*	Тип селевого процесса*	Количество селевых очагов	Длина водосбора селевого бассейна*	Тип генетических отложений конуса выноса*
I	$\alpha \gg \varphi$	С, Э-С	1	$L \approx l$	cQ, pQ
II	$\alpha \geq \varphi$	С, Э-С	1	$L \geq l$	pQ, dQ
III	$\alpha < \varphi$	Э-Т	$>1$	$L > l$	pQ
IV	$\alpha \ll \varphi$	Э-Т	$\gg 1$	$L \gg l$	aQ, pQ

\*Примечание 1:  $\alpha$  – угол продольного уклона зоны транзита,  $\varphi$  – угол внутреннего трения пород ПСМ;

Примечание 2: L – длина водосбора селевого бассейна, l – длина селевого очага;

Примечание 3: тип селевого процесса: С - сдвиговой; Э-С - эрозионно-сдвиговой; Э-Т - эрозионно-транспортный;



Примечание 4: генетический тип отложений: cQ – коллювий; pQ– пролювий; dQ– делювий; aQ – аллювий.

Основные факторы, определяющие переход селевых бассейнов на склонах морских террас о. Сахалин от стадии к стадии: геологические и геоморфологические, гидрометеорологические играют второстепенную роль [Казаков, 2000].

Стоит отметить, что на начальных стадиях эволюции основным механизмом развития селевых бассейнов является активное селеформирование, которое в отличие от овражной эрозии, оказывает значительно большее влияние на скорость роста селевых бассейнов.

### **Схема эволюционного развития селевых бассейнов на склонах морских террас острова Сахалин**

Для осуществления комплексного подхода к вопросу прогноза возникновения и развития селевых бассейнов на морских террасах для отдельной местности авторами статьи предложен алгоритм создания схемы эволюционного развития селевых бассейнов.

Исходными данными для создания схемы эволюционного развития является реестр селевых бассейнов, исследуемой территории, с указанием их морфометрических характеристик (ширины, глубины, длины), уклона зоны транзита, наличия селевых очагов, а также литологического состава горных пород. На основе морфометрических характеристик из реестра выделяются наиболее характерные формы селевых бассейнов.

Стоит отметить, что существует прямая зависимость между формой селевого бассейна и литологическим составом горных пород, вмещающих селевой бассейн. Учитывая данную зависимость, те или иные выделенные формы селевых бассейнов относятся к отдельным литологическим комплексам (по Г. В. Полунину), либо группам литологических комплексов по степени литификации (рыхлые, слабо или сильно литифицированные). Для отдельных литологических комплексов или групп литологических комплексов, на основе морфометрических признаков селевых бассейнов: продольный уклон зоны транзита, наличие селевых очагов, соотношение длин водосбора селевого бассейна и селевого очага, определяется к какой стадии эволюции относятся те или иные формы селевых бассейнов. Преобладающий тип селевого процесса (сдвиговый, эрозионно-сдвиговый или эрозионно-транспортный) определяется в зависимости от литологического состава горных пород вмещающих селевой бассейн и стадии его развития. Учитывая тип селевого процесса и форму селевого бассейна, а также полевые наблюдения определяются возможные пути возникновения и развития селевых бассейнов.

Схема, составленная на основе морфометрических и геологических данных, а также полевых и стационарных наблюдений, содержит информацию о форме селевого бассейна, стадии и пути его развития, литологическом составе горных пород и типе селевого процесса, что позволяет прогнозировать возможные пути преобразования и развития форм эрозионного и денудационного рельефа, являющихся селевыми бассейнами (рис. 3). Схема эволюционного развития селевых бассейнов особенно актуальна при территориальном планировании и трассировке линейных сооружений на урбанизированных территориях, поскольку позволяет определить комплекс мер по инженерной защите на различных стадиях развития селевого бассейна (табл. 2).

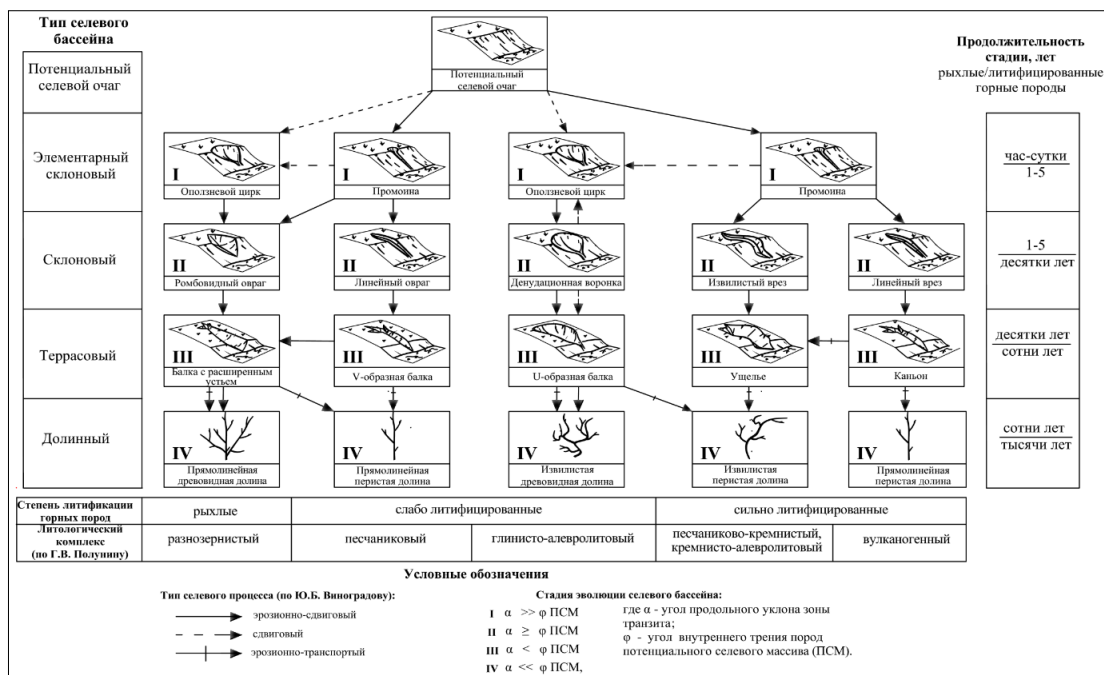


Рис. 3. Схема эволюционного развития селевых бассейнов на морских террасах о. Сахалин

Таблица 2. Мероприятия по снижению негативного воздействия селевых процессов на разных стадиях эволюции склоновых селевых бассейнов

Стадия эволюции селевого бассейна	Тип инженерных мероприятий	Мероприятия по инженерной защите от селевых процессов
I	противоэрозионные, противооползневые	организация отвода дождевых и талых вод с поверхности морской террасы; укрепление склона морской террасы;
II	противоэрозионные, противоселевые	организация отвода дождевых и талых вод с поверхности морской террасы; организация пропуска временных и постоянных водотоков; укрепление бортов селевого бассейна;
III	противоэрозионные, противоселевые	организация отвода дождевых и талых вод с поверхности морской террасы; укрепление бортов селевого бассейна; организация селепропускных и руслоукрепительных сооружений;
IV	противоселевые	организация селезадерживающих, селепропускных, селеотводящих, руслоукрепительных и селезащитных сооружений.

**Выводы**

На основе морфометрических и геологических данных, а также полевых и стационарных наблюдений, для отдельной местности можно составить схему эволюционного развития склоновых селевых бассейнов. Такая схема эволюционного развития впервые разработана для селевых бассейнов, расположенных на морских террасах о. Сахалин и позволяет прогнозировать возможные пути преобразования и развития форм эрозионного и денудационного рельефа, являющихся селевыми



бассейнами, что особенно актуально при территориальном планировании и трассировке линейных сооружений.

### Список литературы

- Казаков Н.А. (2000). Геологические и ландшафтные критерии оценки лавинной и селевой опасности при строительстве линейных сооружений (на примере о. Сахалин). Дисс. канд. геол.–мин. наук. М., Деп. ВЦНТИ, 216 с.
- Перов В.Ф. (2012). Селеведение. Учебное пособие. М., Географический факультет МГУ, 272 с.
- Рыбальченко С.В., Верховов К.В. (2016). Эволюция селевых бассейнов на склонах морских террас Западного Охотоморья. Материалы IV Международной конференции «Селевые потоки: катастрофы, риск, прогноз, защита». Иркутск, Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 215-220.
- Флейшман С.М. (1978). Сели. Л., Гидрометеиздат, 312 с.





## Отличие склоновых селей от других склоновых экзогенных процессов

**С.В. Рыбальченко<sup>1</sup>, К.В. Верховов<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Сахалинский филиал, лаборатория лавинных и селевых процессов, Южно-Сахалинск, Россия, rybalchenko\_sv@mail.ru*

<sup>2</sup>*ОАУ СТК «Горный воздух», Южно-Сахалинск, Россия, konstantin\_verhovov@mail.ru*

Склоновые сели зачастую образуются путем развития сдвигового и эрозионно-сдвигового селевого процесса и не всегда однозначно могут быть отнесены к процессам флювиального характера. Наиболее генетически близкими склоновыми экзогенными процессами являются оползни вязкопластического течения. Однако, стоит отметить, что склоновые сели отличаются рядом признаков: высокими скоростями, разрушенной структурой материала в потоке, динамическим воздействием на препятствие, отсутствием генетической связи подстилающей поверхности с движущимся потоком. Движущей средой в селевом потоке является селевая суспензия, даже при значительном содержании твердого материала в потоке (до 70%). Наличие жидкого агента переноса минеральных частиц обуславливает ряд особенностей динамики селевого потока: наличие динамической вязкости, (уменьшающейся с увеличением скорости потока), плавучесть отдельных конгломератов, многократную переупаковку твердых частиц, которая может приводить к значительной бурности потока и т.д. Агрегатное состояние селевой массы обуславливает отличие селевых потоков от генетически близких склоновых экзогенных процессов.

*селевой поток, оползень, эрозия, селевая суспензия*

## The difference of slope debris flows from other exogenous processes

**S.V. Rybalchenko<sup>1</sup>, K.V. Verkhovov<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>*Far East Geological Institute of Far East Branch of Russian Academy of Science, Sakhalin Department, laboratory of Avalanche and Debris-flow Processes, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia, rybalchenko\_sv@mail.ru*

<sup>2</sup>*Sports and tourist complex "Mountain Air", Yuzhno-Sakhalinsk, Russia, konstantin\_verhovov@mail.ru*

Slope debris flows are often formed by the development of shear and erosion-shear debris flow process and not always unambiguously can be attributed to the process of fluvial character. The most genetically similar sloping exogenous processes are landslides of the viscoplastic flow. However, it is worth noting that the slope debris flows is characterized by a number of features: high speeds, the destroyed structure of the material in the flow, the dynamic impact on the obstacle, the lack of genetic connection of the underlying surface with the moving flow. The driving medium in the debris flow is the mud slurry, even with a significant content of solid material in the flow (up to 70%). The presence of a liquid transfer agent of mineral particles causes a number of features of the dynamics of the debris flow: the presence of dynamic viscosity (decreasing with increasing flow rate),



the buoyancy of individual conglomerates, multiple repackaging of solid particles, which can lead to significant flow turbulence, etc. the Aggregate state of the mud mass causes the difference of debris flows from genetically close slope exogenous processes.

*debris flow, landslide, erosion, mud slurry*

## Введение

Склоновые сели встречаются повсеместно, где существуют условия для развития склоновых экзогенных процессов: литологический состав горных пород, высокая энергия рельефа, большое количество и интенсивность атмосферных осадков. География их распространения простирается от экваториального пояса вплоть до субарктических широт. Склоновые селевые потоки регистрируются не только в горной местности, но и в условиях низкогорья, а также на равнинах: низких склонах и террасах, в том числе на урбанизированных территориях, антропогенно измененных и техногенных склонах выемок и насыпей (котлованах, отвалах и терриконах). Стоит отметить, что интерпретация склоновых селей как геодинамических процессов присущих определенным типам рельефа местности или географическим областям совершенно не верна.

Несмотря на повсеместное распространение, склоновые сели представляют собой одну из малоизученных форм гравитационного движения материала, и долгое время не рассматривались как отдельный тип склоновых экзогенных процессов, а большинство случаев селеформирования интерпретировались, как генетически близкие склоновым селям геодинамические процессы: оползни, оползни-потоки, осыпи и др. [Рыбальченко, Верховов, 2017].

Вопрос отличия склоновых селей от других склоновых экзогенных процессов является краеугольным камнем в понимании природы данного явления.

### Склоновые сели и генетически близкие склоновые экзогенные процессы

Тесная взаимосвязь склоновых селей с другими склоновыми экзогенными процессами обусловлена несколькими обстоятельствами:

- парагенетическим характером течения склоновых экзогенных процессов;
- различными генетическими типами отложений, одновременно являющимися очагами твердого питания различных склоновых экзогенных процессов;
- взаимной трансформацией различных склоновых экзогенных процессов при самоорганизации диссипативных структур.

Как правило, склоновые селевые бассейны представлены мелкими эрозионными и денудационными формами рельефа (промоинами, денудационными воронками, оврагами, врезами и др.) и имеют углы продольного уклона равные или превышающие угол внутреннего трения вмещающих горных пород. Это обуславливает развитие в пределах селевого бассейна одновременно различных склоновых экзогенных процессов (оползней, осыпей, селей и др.) и парагенетическим характером их течения. При активном развитии склоновых процессов в пределах одного бассейна на конусе выноса может прослеживаться переслаивание различных генетических типов отложений: коллювиальных, делювиальных, а также нескольких пачек селевых (пролювиальных) отложений (рис. 1), что свидетельствуют о парагенетическом характере течения склоновых экзогенных процессов [Перов, 2012].

Различные генетические типы отложений (элювиальные, делювиальные, коллювиальные и пролювиальные) могут отмечаться не только на конусе выноса склонового селевого бассейна, но и в зоне транзита и зарождения. Таким образом, различные генетические типы отложений в пределах одного склонового селевого

бассейна могут являться очагами твердого питания различных склоновых экзогенных процессов (селей, оползней, курумов, осыпей и т.д.).

Стоит отметить, что в склоновых селевых бассейнах на фоне превышения продольных уклонов над углом внутреннего трения горных пород, слагающих потенциальный селевой массив, повсеместно развиты сдвиговый и эрозионно-сдвиговый селевые процессы. Таким образом, формирование склоновых селей зачастую происходит при трансформации других склоновых экзогенных процессов.

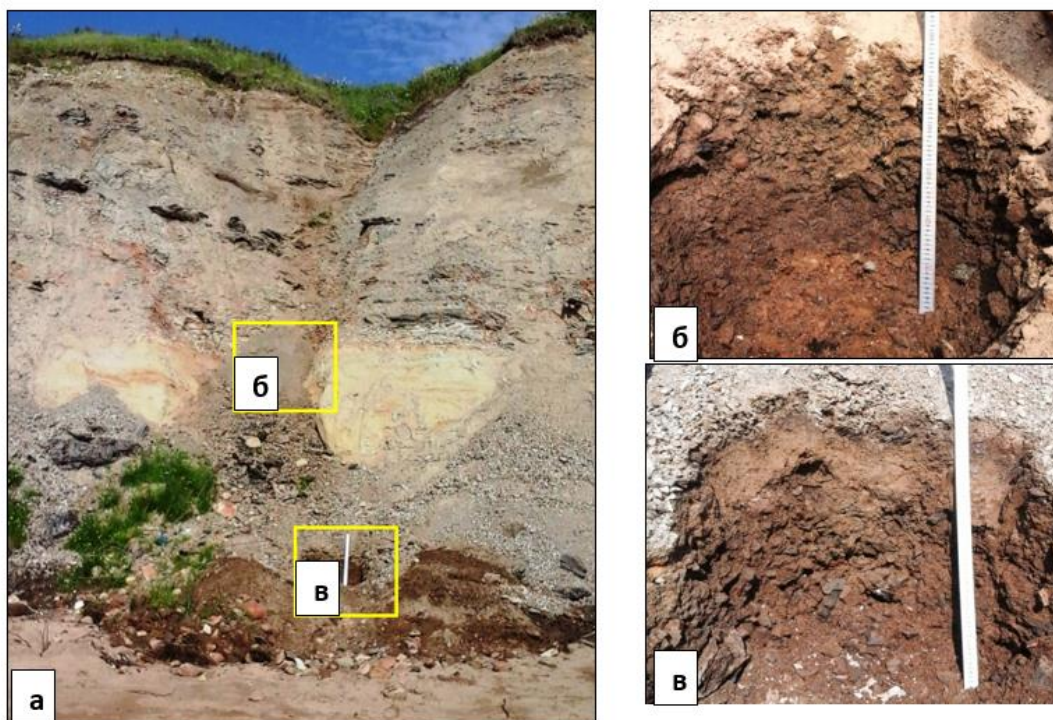


Рис. 1. а) Склоновый селевой бассейн на морской террасе с парагенетическим течением склоновых экзогенных процессов. б) Несортированные пролювиальные отложения в вершине конуса выноса. в) Частично сортированные слоистые пролювиальные отложения в нижней части конуса выноса, перекрытые тонким слоем коллювия. Фото С. В. Рыбальченко.

При сдвиговом селевом процессе происходит потеря устойчивости на склоне потенциального селевого массива рыхлообломочных горных пород, его дальнейшее движение, разрушение структуры, обводнение и вовлечение в селевой процесс. Начальная стадия сдвигового селевого процесса характеризуется гравитационным (оползневым) движением потенциального селевого массива.

При эрозионно-сдвиговом селевом процессе в результате достижения водным потоком размывающих скоростей происходит размыв потенциального селевого массива рыхлообломочных горных пород и дальнейшее его вовлечение в селевой процесс. Начальная стадия эрозионно-сдвигового селевого процесса характеризуется активной линейной водной эрозией.

Также отмечены множественные случаи формирования склоновых селевых потоков при движении вязкопластичных оползней-потоков. При увеличении скорости движения оползня-потока происходит разрушение его структуры, уменьшение общей вязкости и снижение генетической связи с поверхностью скольжения, далее вовлечение оползневого тела в селевой процесс. Начальная стадия селевого процесса в данном случае характеризуется вязкопластичным реологическим движением потенциального селевого массива.

Несмотря на различные механизмы зарождения склоновых селей, путем трансформации других склоновых экзогенных процессов, формирующиеся склоновые сели обладают всеми характерными чертами движения селевых потоков: высокой



транспортирующей способностью, относительно низкой динамической вязкостью, волновым характером движения и т.д.

Стоит отметить, что механизм и причины трансформации склоновых селей из других склоновых экзогенных процессов до сих пор не изучен, и представляет огромный эвристический интерес. Существует значительное количество характеристик и физических величин (характер движения, плотность, скорость и т.д.) позволяющих идентифицировать начальную фазу формирования склонового селя (оползень, эрозию или оползень-поток) и активную фазу, собственно селевой поток, но точки их бифуркации (фазового перехода) до сих пор не определены. Так движение оползней-потоков происходит при скоростях не более 1-2 м/с, при скоростях свыше 4 м/с происходит качественный скачкообразный переход к селевому характеру движения.

Отдельные исследования относительно точек бифуркации селевого потока определяют их наличие в связи со свойством селевого потока к самоорганизации [Казakov, 2000]. Исходя из данной точки зрения, селевые потоки можно отнести к диссипативным самоорганизующимся структурам.

Диссипативные структуры отличаются от равновесных тем, что для своего существования они требуют постоянного притока энергии извне, так как по определению, их самоорганизация связана с обменом энергией и веществом с окружающей средой. Данное предположение позволяет определить причины фазового перехода внутри селевого потока, в частности возникновение его из других склоновых экзогенных процессов.

#### **Отличие склоновых селей от генетических близких склоновых экзогенных процессов**

В отличие от селей обвалы, осыпи и подвижные курумы представляют собой движение продуктов разрушения горных пород по склону без участия водной составляющей. Движение это происходит не в виде течения, а в виде смещения твердых (сыпучих) тел. Оползни, оплывины и увлажненные осыпи характеризуются движением в виде течения, но происходит оно путем сползания с малыми скоростями порядка нескольких миллиметров или сантиметров в секунду, час, сутки), в то время как движение селевых масс происходит со скоростями порядка нескольких метров в секунду [Флейшман, 1978].

Наиболее генетически близкими геодинамическими процессами к склоновым селям, являются оползни вязкопластического течения. Однако, несмотря на преимущественно оползневой механизм зарождения склоновых селей, характер движения селевой массы и её гораздо более высокая скорость значительно отличается от движения оползневого тела. Движущей средой в селевом потоке является вода, а точнее селевая суспензия, даже при значительном содержании твердого материала в потоке (до 70%). Наличие жидкого агента переноса минеральных частиц обуславливает ряд особенностей динамики селевого потока: наличие динамической вязкости, (уменьшающейся с увеличением скорости потока), плавучесть отдельных конгломератов, многократную переупаковку твердых частиц, которая может приводить к значительной бурности потока и т.д.

По своему агрегатному состоянию селевая масса является полиминеральной полидисперсной суспензией, поскольку одновременно может содержать минеральные частицы различной плотности и крупности. Физика подобных консистентных сред значительно отличается от физики жидкостей, реологических и твердых тел, в том числе сыпучих. Агрегатное состояние селевой массы обуславливает отличие селевых потоков от генетически близких склоновых экзогенных процессов.

Селевая масса обладает псевдопластичностью – свойством, при котором вязкость уменьшается при увеличении напряжения сдвига (скорости движения). Это происходит при взаимодействии внутри потока твердых частиц покрытых водными оболочками, соударяясь и высвобождая связанную воду они, таким образом, увеличивают жидкую составляющую потока и снижают его вязкость. В оползневом реологическом теле

транспортирующая среда это конгломерат грязекаменной массы с содержанием воды 10-20%. Оползни течения обладают свойством дилатантности. При увеличении скорости движения, переупаковывающиеся твердые частицы образуют множество пор, которые не успевают заполнять жидкость, в результате чего трение между твердыми частицами увеличивается, и вязкость потока растет.

Еще одной отличительной чертой селевого потока является его волновой характер движения и наличие в переднем фронте крупной селевой волны (головой селея). Характер движения твердой фракции в селевом потоке, определяется суперпозицией сил, воздействующих на твердые частицы, длина и траектория их движения зависит от размера, формы и плотности частиц (рис. 2).

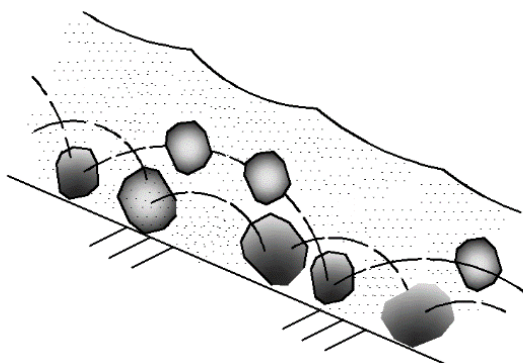


Рис. 2. Траектории движения в потоке частиц рыхлообломочного материала различной крупности и плотности.

В отличие от селевых потоков, оползни течения не имеют волнового характера движения, поверхность оползневого тела бугристая, а высота их переднего фронта не отличается от общей «глубины потока» (мощности оползневого тела).

Оползни-потоки, оплывины, увлажненные осыпи характеризуются движением в виде ламинарного течения с небольшими скоростями: порядка нескольких миллиметров или сантиметров в секунду, час, сутки, движение селевых потоков происходит при скоростях порядка нескольких метров или десятков метров в секунду [Флейшман, 1978].

Структура оползневого тела в процессе движения, как правило, не разрушается, и содержит множество крупных конгломератов даже при обвальном-оползневом движении. Движение оползневого тела происходит по генетически связанной поверхности скольжения.

В придонных частях оползней-потоков за счет силы трения о поверхность скольжения наблюдается значительное снижение скорости движения, что приводит к взаимному параллельному смещению отдельных слоев и конгломератов (рис. 3).

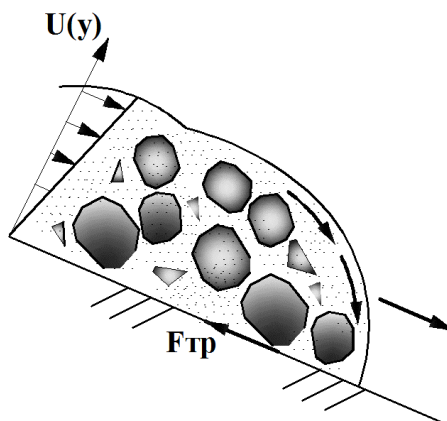


Рис. 3. Схема движения оползня течения.



Движение селевых потоков имеет значительно бурный характер и приводит к образованию предельно разрушенной структуры материала внутри потока. При турбулентных режимах движения внутри селевого потока происходит активное перемешивание твердых частиц. Генетическая связь с поверхностью скольжения при движении селевого потока практически отсутствует.

По-разному взаимодействуют селевые потоки и оползневые тела с подстилающей поверхностью скольжения. Селевой поток, обладая значительной эродирующей способностью, увеличивает глубину расчленения рельефа посредством глубинной и боковой эрозии. Оползневые тела, в особенности оползни течения, сглаживают и нивелируют рельеф.

Стоит отметить, что оползни действуют на преграды путем давления, селевые потоки - путем удара. Целесообразно считать блоковые оползни продуктом скольжения и пластического движения – ползучести, а селевые потоки – продуктом течения жидкости.

Селевой поток, обладая высокими скоростями и волновым характером движения, оказывает значительные динамические и пульсационные нагрузки на препятствия. Стремительный рост давления при взаимодействии переднего фронта селевого потока с препятствием приводит к высоким скоростям деформации и развитию неупругих деформаций, что может привести к разрушению даже при незначительной величине давления. Пульсационные нагрузки при прохождении селевого потока через препятствие, обусловленные волновым характером движения селея, также способствуют значительному росту скоростей деформации.

В отличие от селей оползни течения оказывают на препятствие статическое давление.

Таким образом, при эквивалентном оползневом и гидродинамическом давлении на одно и то же препятствие в равных условиях, селевой поток будет обладать более разрушительным воздействием.

### Выводы

Тесная взаимосвязь склоновых селей с другими склоновыми экзогенными процессами обусловлена несколькими обстоятельствами: парагенетическим характером течения склоновых экзогенных процессов; различными генетическими типами отложений, одновременно являющимися очагами твердого питания различных склоновых экзогенных процессов; взаимной трансформацией различных склоновых экзогенных процессов при самоорганизации диссипативных структур.

От других склоновых экзогенных процессов (обвалов, осыпей, оползней и др.) склоновые селевые потоки отличаются предельно разрушенной структурой материала в потоке, высокими скоростями и волновым характером движения, ударным воздействием и пульсационной нагрузкой на препятствие, отсутствием генетической связи подстилающей поверхности с движущимся потоком и т.д.

По своему агрегатному состоянию селевая масса является полиминеральной полидисперсной суспензией. Именно агрегатное состояние селевой массы обуславливает отличие селевых потоков от генетически близких склоновых экзогенных процессов.

### Список литературы

- Казаков Н.А. (2000). Геологические и ландшафтные критерии оценки лавинной и селевой опасности при строительстве линейных сооружений (на примере о. Сахалин). Дисс. канд. геол.-мин. наук. М., Деп. ВЦНТИ, 216 с.
- Перов В.Ф. (2012). Селеведение. Учебное пособие. М., Географический факультет МГУ, 272 с.
- Рыбальченко С.В., Верховов К.В. (2017). Склоновые селевые бассейны и их морфодинамические особенности. Геориск, 4: 44-49.
- Флейшман С.М. (1978). Сели. Л., Гидрометеоздат, 312 с.



## Особенности формирования селей и селевая опасность Тункинских гольцов (Республика Бурятия, Россия)

**А.А. Рыбченко, А.В. Кадетова, Е.А. Козырева**

*Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия, rybchenk@crust.irk.ru,  
kadetova@crust.irk.ru, kozireva@crust.irk.ru*

Хребет Тункинские Гольцы является восточным отрогом хребта Восточный Саян, имеет субширотное направление, его южный склон переходит в предгорную равнину. Тункинский хребет рассечен многочисленными глубокими, но короткими долинами рек и мелких ручьев, которые берут начало из ледниковых каров на высоте от 2000 м над уровнем моря. Предгорья хребта Тункинские гольцы практически не заселены, здесь расположено лишь несколько поселков. В статье будет рассмотрена селевая опасность Тункинских гольцов на примере курортного поселка Аршан, в районе которого в 1897, 1903, 1962, 1971 и 2014 гг. был зафиксирован сход селевых потоков. Природные условия хребта имеют благоприятные условия для формирования и активизации селевых потоков. Высокие показатели превышения рельефа, обеспечивают гравитационную составляющую. Наличие больших объемов рыхлообломочного материала, тектоническая раздробленность горных пород, высокие скорости выветривания горных пород обеспечивает накопление потенциального селевого материала в долинах рек и ручьев. Интенсивные и продолжительные ливни способны стать триггером для формирования селевых потоков. В настоящей статье рассмотрены природные факторы формирования селевых потоков в пределах Тункинских гольцов.

*сели, селевая опасность, Тункинские гольцы*

## Formation conditions and hazard analysis of debris flows in the Tunka ridge, Siberia, Russia

**A.A. Rybchenko, A.V. Kadetova, E.A. Kozireva**

*Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Irkutsk,  
Russia, rybchenk@crust.irk.ru, kadetova@crust.irk.ru, kozireva@crust.irk.ru*

The Tunka Ridge is the eastern boarder of the Eastern Sayan Ridge. The ridge is east–west orientated; its southern slope changes into piedmont plain. Within the study area, the ridge is cut by deep but short shallow stream valleys. Those streams originate from glacial hanging cirques on the elevation more than 200 m a.s.l. Analysis of hazards will be considered by the example of the Arshan village, where in in 1897, 1903, 1962, 1971 and 2014 debris flows were observed. The natural conditions of the ridge have favorable conditions for the formation and activation of debris flows. High values of elevation provide the gravitational component. The presence of large amounts of loose material in the debris flow basins, which is due to tectonic fragmentation, high rate of rocks weathering and a thick layer of Quaternary sediments, provides the supply of potential debris flow material in the rivers and creek valleys. Intense and prolonged rainstorms can be the trigger for the formation of debris flows. The paper deals with the natural factors of debris flow formation within the study area.

*debris flows, debris flow hazards, Tunka Ridge*

## Введение

Природные условия Тункинского хребта благоприятны для формирования селевых процессов, которые здесь наблюдались неоднократно. Предгорья Тункинского хребта – малонаселены, селевые процессы представляют опасность для немногочисленных населенных пунктов, расположенных непосредственно в его предгорьях. Анализ опасности и условий формирования селевых процессов будет рассмотрен на примере селевого события, произошедшего 28 июня 2014 года в окрестностях поселка Аршан, когда со склонов Тункинских гольцов одновременно сошло семь селевых потоков, а также произошел водокаменный поток в русле реки Кынгарга. Селевые потоки были вызваны интенсивным и продолжительным ливнем, который, по данным очевидцев, продолжался более 12 часов. В результате схода селевых потоков в июне 2014 г. один человек погиб, более 100 зданий было повреждено и 15 полностью разрушено, большие территории занесены селевым материалом, причинен ущерб инфраструктуре поселка.

Поселок Аршан, расположенный в предгорье Тункинского хребта на высоте 893 м над уровнем моря ( $51^{\circ}54'31''$  с. ш.  $102^{\circ}25'44''$  в. д.) (рис. 1) является водным и горноклиматическим курортом. Постоянное население поселка составляет 2700 человек, однако, за счет туристов и посетителей курорта эта цифра значительно увеличивается, особенно в летний сезон. В этот период фиксируется максимальное количество осадков [Метеорологический ежемесячник, 1972], что отражается на формировании селевых потоков и паводков. Все селевые потоки, наблюдаемые в окрестностях курорта и водокаменные потоки на реке Кынгарга, были зарегистрированы в июле и августе [Львов и Кропачев, 1909; Будз, 1968; Агафонов, 1996; Леви и др., 2002; Макаров, 2012]. В представленной работе мы планируем дать оценку селеформирующих факторов южного склона Тункинских гольцов в районе поселка Аршан.

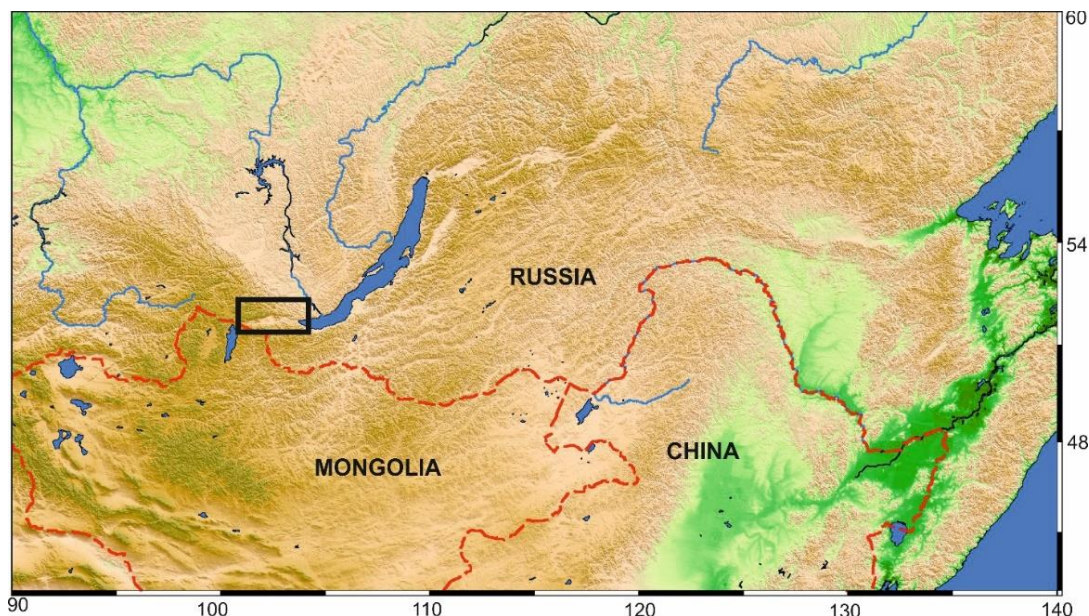


Рис. 1. Местоположение района исследования.

## Условия формирования селевых потоков

К комплексу селеформирующих условий традиционно относят – геологические, геоморфологические, климатические и ботанические условия [Флейшман, 1978; Перов, 2012]. Комплекс вышеперечисленных условий определяет состав, свойства и характер селевого потока. В исследуемом районе триггером селевых потоков являются



интенсивные осадки, однако геологические условия и черты рельефа благоприятны для активизации селевых процессов.

### *Геоморфологические особенности территории*

Хребет Тункинские Гольцы является восточным отрогом хребта Восточный Саян. Он ограничен с севера и юга соответственно Главным Саянским и Тункинским разломами. Хребет имеет субширотное направление, южный его склон переходит в предгорную равнину [Щетников, 2004]. В пределах исследуемой территории максимальная относительная высота достигает 2627 м. В пределах рассматриваемой территории хребет рассечен многочисленными глубокими V-образными долинами мелких ручьев. Данные водотоки берут начало из ледниковых каров. Долины ручьев служат транспортными зонами селевых потоков. Эти долины довольно короткие, что приводит к высоким показателям расхода и увеличивает динамические характеристики селевых потоков. Уклон продольных профилей селевых бассейнов составляет от  $10^\circ$  до  $22.5^\circ$ . Очагами зарождения селей являются места срывов рыхлого материала при переходе от каровой долины к склону, где отмечается резкое изменение угла наклона продольного профиля (рис. 2). Зонай аккумуляции крупной фракции селевых потоков является предгорная равнина, где угол уклона составляет до  $10^\circ$ .

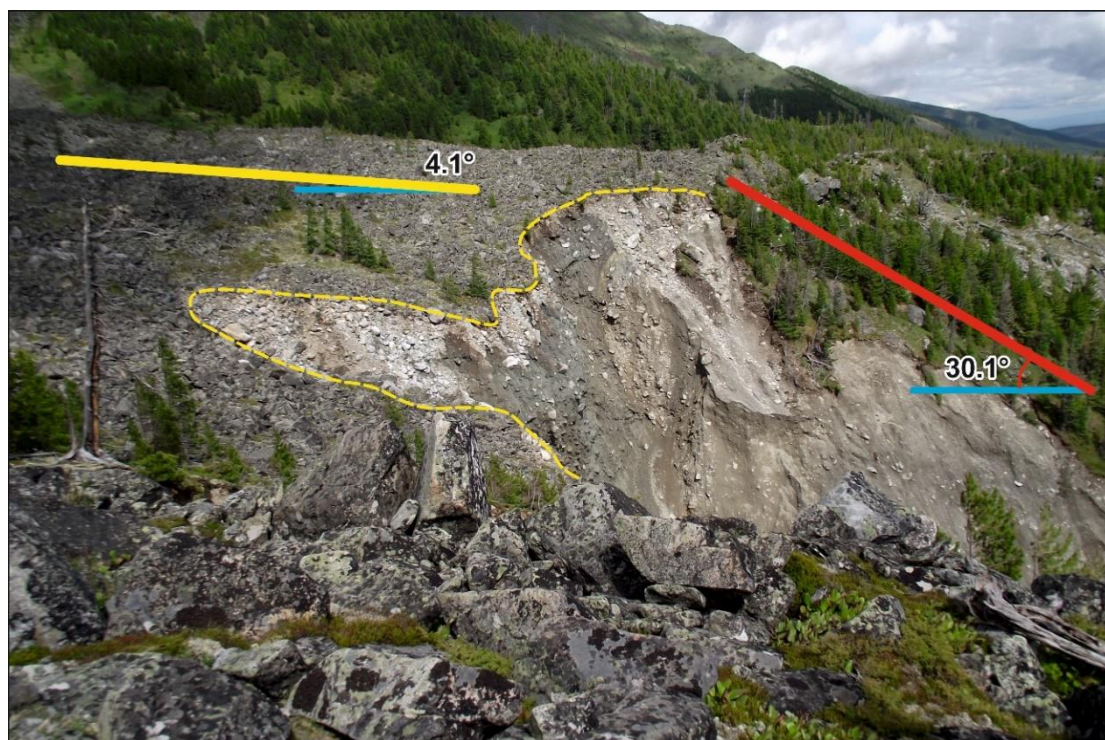


Рис. 2. Срыв рыхлых отложений в нижней части ледникового кара, послуживший началом формирования селевого потока (линия срыва обозначена желтой пунктирной линией). Фото сделано в июне 2014 года.

Морфологические условия долин способствуют активации селевых потоков. Коэффициент Мелтона, рассчитанный для данных селевых бассейнов составляет от 0,58 до 1,04, что подтверждает, что подобное сочетание превышения рельефа и площади водосборного бассейна благоприятно для активности селевых потоков. Короткие, но крутые продольные профили долин обеспечивают высокую скорость потоков.

### *Геологическое строение*



Тункинские гольцы сложены породами архея и нижнего комплекса протерозоя с маломощными прослоями мраморов, и четвертичными отложениями различного генезиса (рис. 3) [Самбург, 1971]. Скорость выветривания коренных пород варьируется от 0,11 см/год для гранитов, для сланцев до 1,0 см/год, для мраморов 0,7 см/год и для гнейсов 0,6 см/год [Инженерная..., 1968]. Геологические условия Тункинских гольцов характеризуются наличием мощного чехла рыхлых отложений различного генезиса. В верхних частях бассейнов, при наличии ледниковых форм рельефа, залегают ледниковые отложения. Ледниковые отложения характеризуются крупноглыбовым не окатанным материалом. Ниже по склону залегают отложения пролювиального, делювиального и ледникового генезиса они представлены крупнообломочным материалом, с супесчаным заполнителем, окатанность обломков средняя. Кары Тункинских гольцов заполнены преимущественно ледниковыми отложениями, которые представляют собой крупноглыбовый материал в среднем около 1 м в диаметре (рис. 4а). Кроме того, в результате выветривания горных пород, у подножия склонов каровых долин скапливается большое количество коллювиально-пролювиальных отложений. Склоны хребта и предгорная равнина представлены делювиальными и пролювиальными четвертичными отложениями, которые представляют собой потенциальные очаги питания селевого потока твердой составляющей. Эти отложения представлены крупными глыбами (до 5 м) и галечниками с песчаным и супесчаным заполнителем. Мелкодисперсная фракция супесчаного заполнителя этих отложений (<2 мм) составляет около 70% [Kadetova *u dr.*, 2016]. Эти частицы в составе с водой образуют суспензию, что обеспечивает высокую транспортирующую способность селевому потоку [Перов, 2012; Chen *et al.*, 2012].

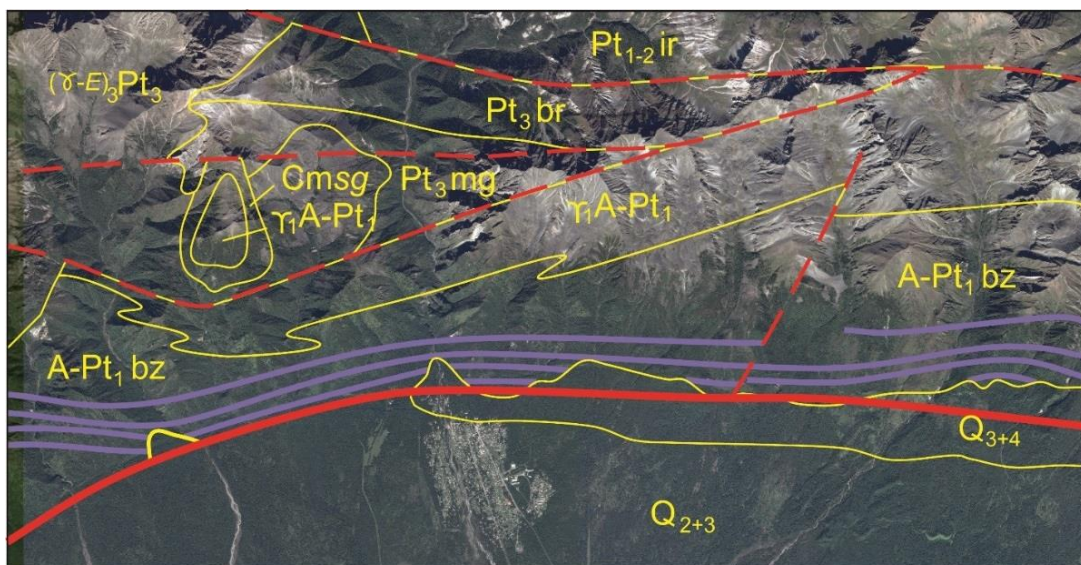


Рис. 3. Геологическая карта-схема исследуемой территории: Q3+4 – делювиально-пролювиальные отложения; Q2+3 – флювиогляциальные отложения; Cmsg – красный песчаник, конгломераты, кварц и кварц-карбонатные сланцы; Pt3mg – известняки, доломиты, прослойки метаморфических сланцев, в основании конгломераты; Pt3br – метаморфические сланцы, известняки, эффузивы; Pt1lr – мраморный известняк, прослойки гнейсов, кристаллический сланцы и кварцит, в основании конгломераты; A-Pt1bz – гнейсы, плагиогнейсы, сланцы и редкие мраморные прослойки; (γ-ε)3Pt3 – микроклиновые граниты, граносиенит и сиенит, дайки гранит-аплита; γ1A-Pt1 – плагиограниты, гнейсы-граниты. Рисунок составлен на основе космоснимка Google Планета Земля. Геологическая основа: [Самбург, 1971].

В транзитной зоне обнаженные горные породы подвержены интенсивным процессам выветривания (рис. 4б). После прохождения селевого потока в долинах сформировались долины с отвесными бортами, в настоящее время в бортах активно

развиваются гравитационные процессы – осыпи, обвалы, происходит выполаживание склонов, при этом рыхлый материал поставляется непосредственно в русло.

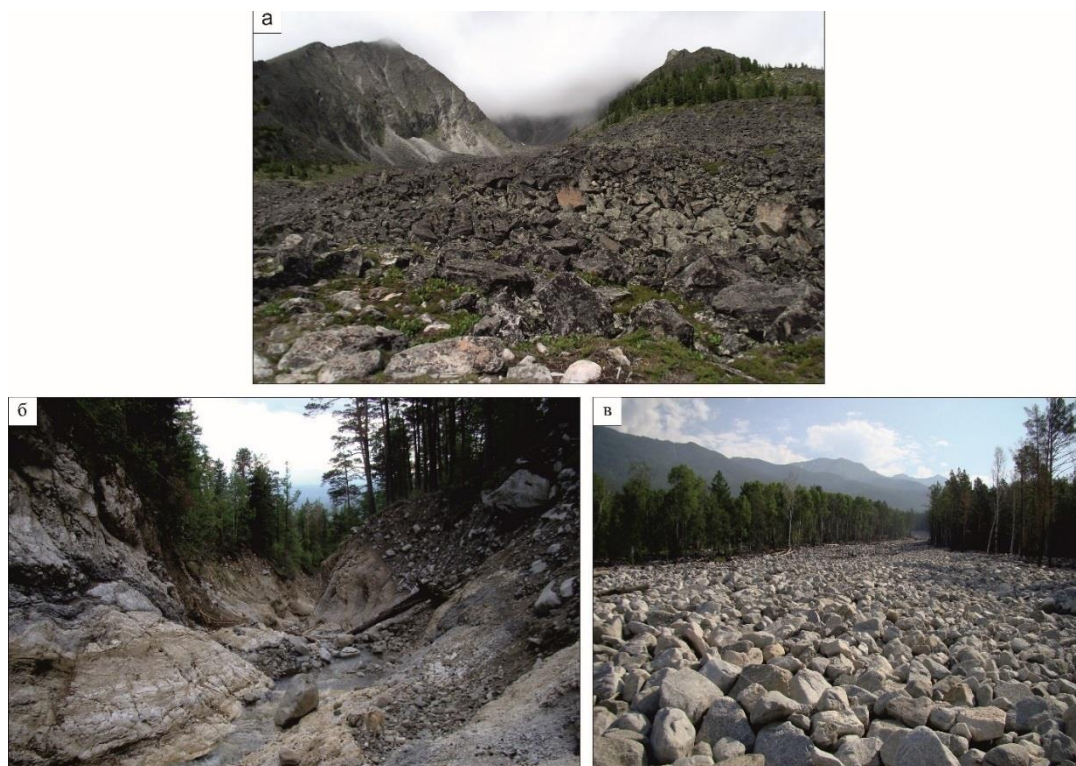


Рис. 4. Зоны селевых бассейнов: а) кар – зона зарождения селевого потока; б) транзитная зона селевого бассейна в коренных породах; в) зона аккумуляции селевого материала.

Тектонические условия Тукинских Гольцов определяются наличием двух генеральных разломов – Тункинским и Главным Саянским, а также серией региональных и локальных разломов, формирующих различные по размерам тектонические блоки. Эти условия формируют ослабленные, раздробленные зоны подверженные интенсивному выветриванию. Следует отметить, что несмотря на то, что район пос. Аршан не отличается высокой сейсмической активностью и характеризуется землетрясениями с энергетическим классом  $\leq 10$  [Levi et al., 2012]. Землетрясения увеличивают объем рыхлого материала, наливающегося в селевых бассейнах.

#### *Климат и осадки*

Климатические особенности района характеризуются значительными амплитудами сезонных и суточных температур воздуха и преобладанием осадков в летний период. Среднегодовая температура воздуха в поселке Аршан составляет  $-1,4^{\circ}\text{C}$ . По данным многолетних наблюдений среднемесячная температура января  $-19,9^{\circ}\text{C}$ , июля  $+16^{\circ}\text{C}$ . Распределение осадков в рассматриваемом районе крайне неравномерно. Наибольшее количество выпадает в горах, меньшее в низких участках Тункинской долины. В летний период количество осадков может достигать до 170 мм в сутки (метеостанция Аршан) [Метеорологический ежегодник, 1972]. Основная масса осадков (около 70% годовой нормы) выпадает в летние месяцы с июня по август. Большую часть года осадки выпадают в виде снега. Глубина снежного покрова составляет не более 30 см в предгорье и на равнине, в горах – 100–140 см. Наиболее дождливым месяцем на равнинной территории является август (60–86 мм за месяц), в горах – июль (127–142 мм за месяц). Достаточное для схода селей количество осадков, согласно данным по количеству осадков во время селевых событий в 1962 и 1971 гг. – около 90 мм в сутки,



именно при таком количестве случились вышеупомянутые события [*National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA); Кадетова и др., 2016*]. В настоящее время действующей метеостанции в поселке Аршан нет, поэтому мы не можем судить какое количество осадков стало триггером селевых потоков в 2014 году. Однако можно уверенно сказать, что ливневый фронт имел локальный характер, поскольку на метеостанции Тунка, которая находится в 28 км южнее места событий зафиксировано за 27-28 июня 7 мм осадков [*NOAA*].

Кроме того, климатические условия района определяют наличие многолетней мерзлоты, характер которой в свою очередь, влияет на формирование селевых процессов в пределах Тункинских гольцов. Оттаивание грунтов начинается в апреле–мае. Особенно медленно оттаивают грунты в пониженных участках рельефа и на северных залесенных склонах. Деграция многолетнемерзлых грунтов в данном районе так же зависит от талых и дождевых вод, которые, инфильтруясь до границы промороженных слоев многолетнемерзлых пород или сезонной мерзлоты, способствуют разжижению грунтов до состояния текучести. [*Познанин, 1991*]. В результате на склонах происходят срывы грунтов (оползни-сплывы), а зеркалом скольжения служит верхняя граница промороженного слоя [*Лапердин, Тржцинский, 1977*]. Наиболее интенсивное оттаивание сезонной и многолетней мерзлоты происходит в июле–августе, когда выпадает наибольшее количество теплых атмосферных осадков. В конце июня – начале июля на большей части площади водосборов на склонах южной экспозиции мощность сезонно-талого слоя не превышает 0,7 м, на склонах северной экспозиции 0,4 м, а в гольцовой зоне 0,2 м. В летнее время воды, расположенные над многолетнемерзлым слоем, питают многочисленные источники, зона разгрузки которых находится в предгорном шлейфе, за счет атмосферных осадков и таяния льда, аккумулированного в курумах [*Леушиков и Шац, 1983; Солоненко, 1960; Познанин, 1991*]. Очевидно, что подобное состояние оттаивания грунтов затрудняет свободное проникновение осадков на глубину и способствует скоплению талых и дождевых вод над слоем многолетнемерзлых пород на период выпадения дождей.

#### *Ботанические условия*

Ботанические условия, определяют распределение поверхностного стока и его инфильтрацию, что отражается на формировании селевых потоков. Тункинский хребет можно разделить на две зоны – таежную и гольцовую. Таежная зона характеризуется высоким процентом залесенности и высокой плотностью древостоя, что является фактором, сдерживающим развитие селевого процесса. Древесная растительность представлена в основном хвойными породами деревьев – лиственница, сосна, кедр, ниже в предгорной части встречаются лиственные деревья – березы и осины. Древесно-растительный покров частично задерживает атмосферные осадки и ослабляет деятельность поверхностных водотоков. Смягчает действие физического выветривания на горные породы. Кроме того лесная растительность уменьшает, препятствует эрозионному размыву пород, а в случае схода селевого потока служит в качестве сепарирующих противоселевых сооружений, задерживая крупную фракцию селевых отложений. Гольцовая зона начинается с высоты 1600 - 1700 метров, эта зона характеризуется отсутствием растительного покрова, наличием мощной толщи ледниковых крупнообломочных отложений. Эти участки селевых бассейнов являются зонами аккумуляции и транзита поверхностных и подземных вод к очагам зарождения селевых потоков. Только некоторые селевые бассейны – склоновые, не имеют в своем составе участка гольцовой зоны. Залесенность селевых бассейнов играет важную селезащитную роль.

### Селевые потоки на рассматриваемой территории

За период, с конца 19 века по настоящее время, сели в окрестностях поселка Аршан сходили в 1897, 1903, 1962, 1971, 2014 (рис. 5) [Львов, Кропачев, 1909; Романов, 1994; Levi et al. 2002; Makarov, 2012; Makarov, 2014]. До середины 19 века территория Тункинской долины была малоисследована и малонаселена, поэтому сведений о каких-либо опасных природных процессах в горных районах долины до конца 19 века просто нет, хотя не исключено, что селевые потоки происходили здесь и раньше. Подробное научное описание есть лишь для селевых событий 1962 и 1971 года [Макаров и др. 2014]. Для исторических селей 1897 и 1903 годов есть лишь краткие описательные сведения [Львов, Кропачев, 1909].

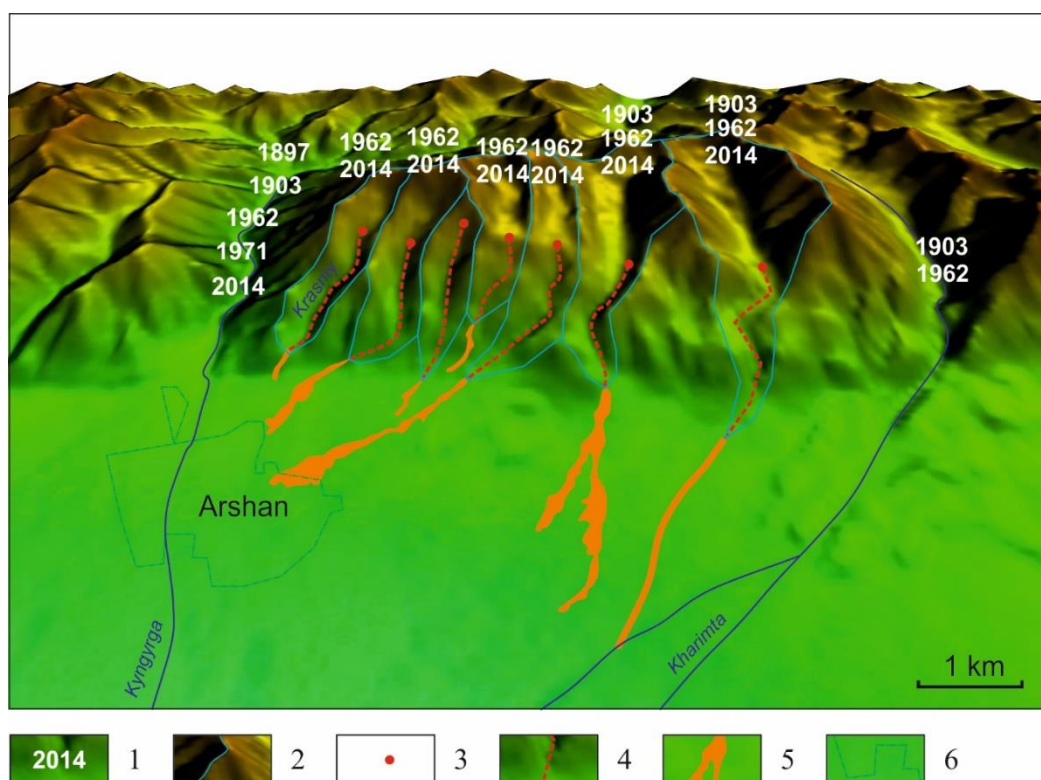


Рис. 5. Схема расположения селевых бассейнов в окрестностях поселка Аршан: 1 – годы схода селей; 2 – контуры водосборных бассейнов; 3 – места зарождения селевых потоков; 4 – транспортные зоны селевых бассейнов; 5 – конусы выноса крупной фракции селевых потоков, сошедших в июне 2014 г; 6 – территория поселка Аршан.

Согласно историческим данным, самые ранние задокументированные упоминания о селях в Тункинских гольцах относятся к 1897 году. Первые сведения о селях встречаются в Известиях Восточно-Сибирского отдела Императорского Русского Географического Общества [Львов, Кропачев, 1909]. В этом издании приводятся результаты научной экспедиции Русского географического общества в Тункинскую долину. В работе Львов и Кропачев [1909] описывают водокаменный поток на реке Кынгарга в 1897 году. Уровень реки поднимался на 4.3 м выше нормы, водным потоком несло валуны, река прорезала новое русло, водокаменным потоком были снесены мельницы, расположенные в нижнем течении реки. В этой же работе описываются селевые потоки, сошедшие с гор по падям рек Малая Харимта и Хурай-Хобок, расположенным восточнее реки Кынгарги, в августе 1903 года. Селевым материалом было занесено несколько десятков гектаров территории. Следующее, задокументированное, селевое событие произошло в ночь с 17 на 18 июля 1962 года



[Будз, 1968]. Причиной схода селевых потоков были интенсивные дожди. По данным метеостанции Аршан, которая располагалась в предгорьях Тункинского хребта, за два дня 16 и 17 июля выпало 177 мм осадков [NOAA; Метеорологический ежемесячник, 1972]. Селевые потоки, сошедшие по падам, вынесли большое количество рыхлообломочного материала, была разрушена автомобильная дорога. В 1971 году водокаменный поток случился на реке Кынгарга. Поток разрушило берега реки, некоторые прибрежные постройки и мосты.

Последнее селевое событие случилось в окрестностях поселка Аршан в июне 2014 года, когда после интенсивного продолжительного ливня семь селевых потоков одновременно сошли по падам Тункинских гольцов, и на реке Кынгарга произошел водокаменный поток (рис. 5). Два потока из семи вплотную подошли к поселку и нанесли повреждения зданиям и объектам инфраструктуры. Формирование селевых потоков началось со срыва рыхлых отложений в карах на относительных высотах от 1640 до 1850 м. Срывы отложений в селевых бассейнах произошли во фронтальных частях моренных валов. В результате экстремального ливня в карах скопился большой объем воды. Наличие многолетнемерзлых пород препятствовало инфильтрации осадков, способствовало тем самым формированию концентрированного поверхностного водного потока, направленного к моренному валу. Критический объем воды привел к срыву толщи рыхлых отложений на участке перехода от кара к склону, где угол наклона поверхности резко изменяется от  $2^\circ$  в кара до  $50^\circ$  на склоне хребта (рис. 2). В очагах зарождения селей помимо срывов замороженных и оттаявших отложений фронтальных частей морен, в движение был вовлечен рыхлый материал боковых оползней-сплывов и обвалов в транзитной зоне.

Аккумуляция крупнообломочной фракции селевых отложений, состоящая преимущественно из валунов до 5 м в диаметре, началась на высотах от 1305 до 1000 м и прослеживается до отметок 1100-820 м. Селевые отложения имеют полидисперсный состав, фракционный размер меняется от мелкодисперсных частиц до крупных валунов. Мощность отложений крупнообломочной фракции достигает 5 м. Аккумуляция селевого материала происходила в несколько этапов, прослеживается несколько селевых волн разной временной генерации. На этот факт указывает характер селевых отложений и эрозионных форм (наличие в конусах выносов промоин, рвов, а также наличие ответвлений от основного селевого потока). Аккумулятивный материал, отложившийся с первыми волнами селевого потока, размывался следующими волнами. Общий объем вынесенного материала составил  $3 \times 10^6$  м<sup>3</sup> (рис. 4 в). Судя по следам на деревьях и строениях, максимальная высота селевого потока, в пределах конусов выноса, достигала 5 м, максимальная скорость потоков – 19,6 м/сек [Kadetova et al., 2016; Рыбченко и др., 2018].

Таким образом, вышеперечисленные факты показывают, что селевые события в рассматриваемом районе хотя и не происходят слишком часто, но обладают довольно разрушительной силой и представляют опасность.

### Выводы

Хребет Тункинские гольцы – это молодые горы подверженные формированию гравитационных процессов. Условия рельефа в совокупности с наличием рыхлых отложений и климатическими особенностями этой территории, благоприятствуют развитию селей. Проанализировав факторы формирования селей в исследуемом районе, мы пришли к выводам, что триггером схода селевых потоков явились обильные атмосферные осадки. Кроме того, к особенностям условий селеформирования Тункинских гольцов относится наличие сезонной и многолетней мерзлоты. Мерзлые породы с одной стороны ограничивают поступление материала, скрепляя рыхлые породы, с другой стороны являются водоупорным горизонтом, препятствующим инфильтрации атмосферных осадков в почву и горные породы, увеличивая объем поверхностного стока. Климатические условия ограничивают селеопасный период в районе исследования, формирование селей возможно только в период выпадения



жидких осадков и устойчивой положительной температуры, со второй половины июня по сентябрь.

### Список литературы

- Агафонов Б.П. (1996). Кумулятивные сели в Прибайкалье. Геоморфология, 2: 27-36.
- Будз М.Д., Астраханцев В.И. (1968). Сели. В кн.: Инженерная геология Прибайкалья. М., Наука, 108-111.
- Будз М.Д. (1968). Условия селеобразования в Прибайкалье. В кн.: Селевые потоки и горные русловые процессы. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 291-296.
- Лапердин В.К., Тржцинский Ю.Б. (1976). Роль выветривания в формировании твердой фазы селей (на примере Восточных Саян). В кн.: Геологические факторы формирования оползней и селевых потоков и вопросы их оценки. М., Изд-во Моск. ун-та, 49-54.
- Лапердин В.К., Тржцинский Ю.Б. (1977). Экзогенные геологические процессы и сели Восточного Саяна. Отв. ред. Писарский Б.И. Новосибирск, Наука, Сиб. отд-ние, 103 с.
- Леви К.Г., Язев С.А., Задонина Н.В. (2003). Современная геодинамика и гелиогеодинамика. Иркутск, Изд-во ИрГТУ, Т.1, 383 с.
- Леви К.Г., Задонина Н.В., Бердникова Н.Е., Воронин В.И., Глызин А.В., Язев С.А., Буддо В.Ю. Современная геодинамика и гелиогеодинамика. 500-летняя хронология аномальных явлений в природе и социуме Сибири и Монголии. Иркутск, Изд-во ИрГТУ. Т. 2, 382 с.
- Лещиков Ф.Н. (1978). Мерзлые породы Приангарья и Прибайкалья. Новосибирск, Наука, Сиб. отд-ние, 139 с.
- Лещиков Ф.Н., Шац М.М. (1983). Мерзлые породы юга Средней Сибири. Новосибирск, Наука, Сиб. отд-ние, 158 с.
- Львов А., Кропачев Г. (1909). Краткий отчет о результатах исследования «Аршана», произведенного по поручению Восточно-Сибирского отдела Географического общества и Общества врачей. Известия Вост-Сиб. Отдела ИРГО, 40: 41-77.
- Макаров С.А., Черкашина А.А. (2014). Катастрофические селевые потоки в поселке Аршан Тункинского района Республики Бурятия. География и природные ресурсы, 4: 174-175.
- Макаров С.А. (2012). Сели Прибайкалья. Иркутск: Издательство Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 111 с.
- Метеорологический ежемесячник (1972). 22(13). Иркутск, Гидрометцентр.
- Пальшин Г.Б. (ред.) (1968). Инженерная геология Прибайкалья. Наука.
- Перов В.Ф. (2012). Селеведение. Учебное пособие. М., Геогр. ф-т МГУ, 282 с.
- Познанин В.Л. (1991). Закономерности гидротермического взаимодействия водных потоков с мерзлыми грунтами. В кн.: Денудация в криолитозоне. М., Наука, 62-73.
- Романов Н.С. (1994). Летопись города Иркутска за 1902-1924 гг. Иркутск, Вост.-Сиб. кн. изд-во, 261-266.
- Самбург А.Л. (1971). Геологическая карта СССР. М-б 1:200 000. Сер. Восточно-Саянская. Лист М-48-І. Объяснительная записка. М., 88 с.
- Солоненко В.П. (1960). Очерки по инженерной геологии Восточной Сибири. Иркутск, Иркутское книжное изд-во, 86 с.
- Флейшман С.М. (1978). Сели. Ленинград, Гидрометеиздат, 312 с.
- Щетников А.А., Уфимцев Г.Ф. (2004). Структура рельефа и новейшая тектоника Тункинского рифта (Юго-Западное Прибайкалье). М., Научный мир, 2004, 160 с.
- Kadetova A.V., Rybchenko A.A., Kozireva E.A., Pellinen V.A. (2016). Debris flows of 28 June 2014 near the Arshan village (Siberia, Republic of Buryatia, Russia). Landslides, 13(1): 129-140.
- Ni H., Zheng W., Song Z., Xu W. (2014). Catastrophic debris flows triggered by a 4 July 2013 rainfall in Shimian, SW China: formation mechanism, disaster characteristics and the lessons learned. Landslides, 11(5): 909-921.



## Сильное градовое явление и селевой поток, наблюдавшиеся на территории Гобустанского района Азербайджанской Республики 1 июня 2017 г.

С.Г. Сафаров<sup>1</sup>, Й.Т. Байрамова<sup>1</sup>, Э.С. Сафаров<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Национальный департамент по гидрометеорологии, Баку, Азербайджан, safarov53@mail.ru

<sup>2</sup>Институт географии Национальной академии наук Азербайджана, Баку, Азербайджан

Статья посвящена радиолокационному анализу сильного грозоградового процесса, который привел к селевым потокам и наводнениям в юго-восточной части южного склона Большого Кавказа, особенно на территории Гобустанского района 1 июня 2017 года. В результате стихийного бедствия нанесен серьезный ущерб инфраструктуре территории, линиям электропередачи и коммуникации, мостам, а в большей степени сельскому хозяйству. По данным Шамахинской и Гейгельской радиолокационных станций исследовано влияние динамики развития грозоградового процесса на выпадение обильных осадков большой интенсивности и катастрофического количества, в результате которых формировались селевые потоки и наводнения. По результатам анализа предложен новый радиолокационный предиктор для улучшения прогноза выпадения продолжительных ливневых осадков и связанных с ними селевых потоков и наводнений с учетом физико-географических условий местности.

*кучево-дождевые облака, аномальные многоячейковые процессы, ливень, гроза, град, паводки, селевые потоки*

## The strong hail and mudflow events occurred in the territory of Gobustan district of Azerbaijan Republic on June 1, 2017

S.H. Safarov<sup>1</sup>, Y.T. Bayramova<sup>1</sup>, E.S. Safarov<sup>2</sup>

<sup>1</sup>National Hydrometeorological Department, Baku, Azerbaijan, safarov53@mail.ru

<sup>2</sup>Institute of Geography of Azerbaijan National Academy of Sciences, Baku, Azerbaijan,

The article is devoted to the complex analysis of the strong flood events that took place in the southern slope of the Greater Caucasus, including the Gobustan region on June 1, 2017. Because of the heavy downpour and hail storm on the mentioned areas, farms and other facilities were seriously damaged, and mudflows had been resulted in stopping of the transport movement on the part of the Baku-Shamakhi main road named Jeyrankechmez valley. The impact of movement and development dynamics of the light-ning clouds in the mentioned area, also other factors in the formation of strong flooding were analysed. According to the radar observation data of Shamakhi radiometeorological station and aerosynoptical materials for the same day, considering to physico-geographical conditions of this area, relevant suggestions have been made for more reliable forecasting according radar data.

*cumulonimbus clouds, anomalous multicellular processes, rainfall, thunderstorm, hail, floods, mudflow*





## Введение

Как известно, на территории Азербайджана грозоградовые процессы и связанные с ними селевые явления связаны с высокими контрастами поверхностных температур и влиянием вторгающихся воздушных потоков [*Климат Азербайджана, 1967*]. В последние годы в связи с глобальным потеплением в различных регионах мира, в том числе на территории Азербайджана интенсивность и повторяемость таких явлений увеличивается. В отдельных случаях эти явления по интенсивности и масштабам нанесенного ущерба достигает до уровня стихийного бедствия. В большинстве случаев, сильные ливни, град, селевые потоки и наводнения наносят серьезный ущерб отдельным отраслям экономики, в том числе сельскому хозяйству. С этой точки зрения всестороннее изучение таких явлений представляет наибольший научный и практический интерес.

Радиолокационные и наземные наблюдения, проводимые на территории республики, показывают, что в последние годы отмечается активация вышеуказанных опасных явлений [*Safarov et al., 2017*]. С этой точки зрения весенне-летний период 2017 года не составлял исключения. Наблюдаемые за этот период опасные градовые и ливневые явления, а также связанные с ними селевые потоки и наводнения выделяются большой интенсивностью и масштабом вызываемого ущерба. Наиболее мощные процессы были отмечены 30 апреля, 16, 21, 27, 28, 31 мая, 1, 10, 12, 13, 15, 20, 30 июня и 7, 16, 25 сентября, в результате которых нанесен серьезный ущерб посевам, животноводству, транспортной инфраструктуре, линиям электропередачи и коммуникации, жилым и социальным объектам, а также флоре и фауне.

Грозоградовый процесс, наблюдаемый 1 июня 2017 г. в отдельных местах юго-восточного склона Большого Кавказа, по особенностям динамики развития, интенсивностью и количеством выпавших осадков, а также масштабом и степенью нанесенного ущерба представляет особый интерес. Целью настоящей статьи является радиолокационный анализ данного процесса.

## Методика исследования

В работе использовались радиолокационные данные автоматизированного МРЛ-5 Шамахинского и Гейгельского радиолокационных станций. Автоматизированный МРЛ-5 создан на базе метеорологического некогерентного радиолокатора МРЛ-5 с внедрением соответствующего программно-технического комплекса. Эта система позволяет в радиусе 250 км в любое время и в любой точке пространства оперативно оценить интенсивность, количество и другие характеристики выпадающих осадков. Данные MRL о наличии, местоположении, направлении и скорости смещения очагов ливней являются наиболее оперативными и полными. Автоматизированный МРЛ позволяет следить за динамикой развития и ячейковой структурой грозоградовых процессов и определить тип таких процессов. Другие возможности данной системы подробно описаны в [*Сафаров, 2012*]. В работе также использованы синоптические карты и данные наземных наблюдений.

## Результаты исследования и их обсуждение

По данным синоптических карт, к 00 часам (по Гринвичу) в этот день метеорологическая ситуация на территории Азербайджана определялась локальным циклоном, формировавшимся над Черным морем и глубокими барическими ложбинами на различных высотах. Такая ситуация создала условие для вторжения влажных воздушных масс с Черного моря и холодного воздуха с севера, что позволило развитию интенсивных конвективных процессов.

По радарным данным Шамахинской и Гейгельской радиометеорологических станций в этот день начиная с полудня на территории Габалинского, Исмаиллинского, Губинского, Шамахинского и Гобустанского районов наблюдалось образование кучево-



дождевых облаков. В начальной стадии процесс выпадения осадков носил неупорядоченный характер и в отдельных местах отмечены локальные ливни.

Начиная с 15 часов, осадки усиливались и на территории Гусарского, Загатальского, Гахского, Огузского, Габалинского, Исмаиллинского, Шамахинского, Шабранского и Хызинского районов выпадение интенсивного ливня и града в отдельных местах привело к сходу селевых потоков и возникновению наводнений.

По данным радиолокационных наблюдений начиная с 16 часов более мощный грозоградный процесс наблюдался на территории Гобустанского района (рис. 1а).

Кучево-дождевая облачность быстро развиваясь к 18.30 превратился в мощный многоячейковый грозоградный процесс (рис. 1а, б, в). Этот грозоградный процесс по радиолокационным характеристикам (радиолокационная отражаемость Z10, dBZ; высота верхней границы радиоэха облака HВ, km; площадь градового очага S<sub>г</sub>, km<sup>2</sup>; продолжительность процесса и выпадения града; интенсивность и количество осадков) оказался значительно мощнее, чем предыдущие процессы (табл. 1).

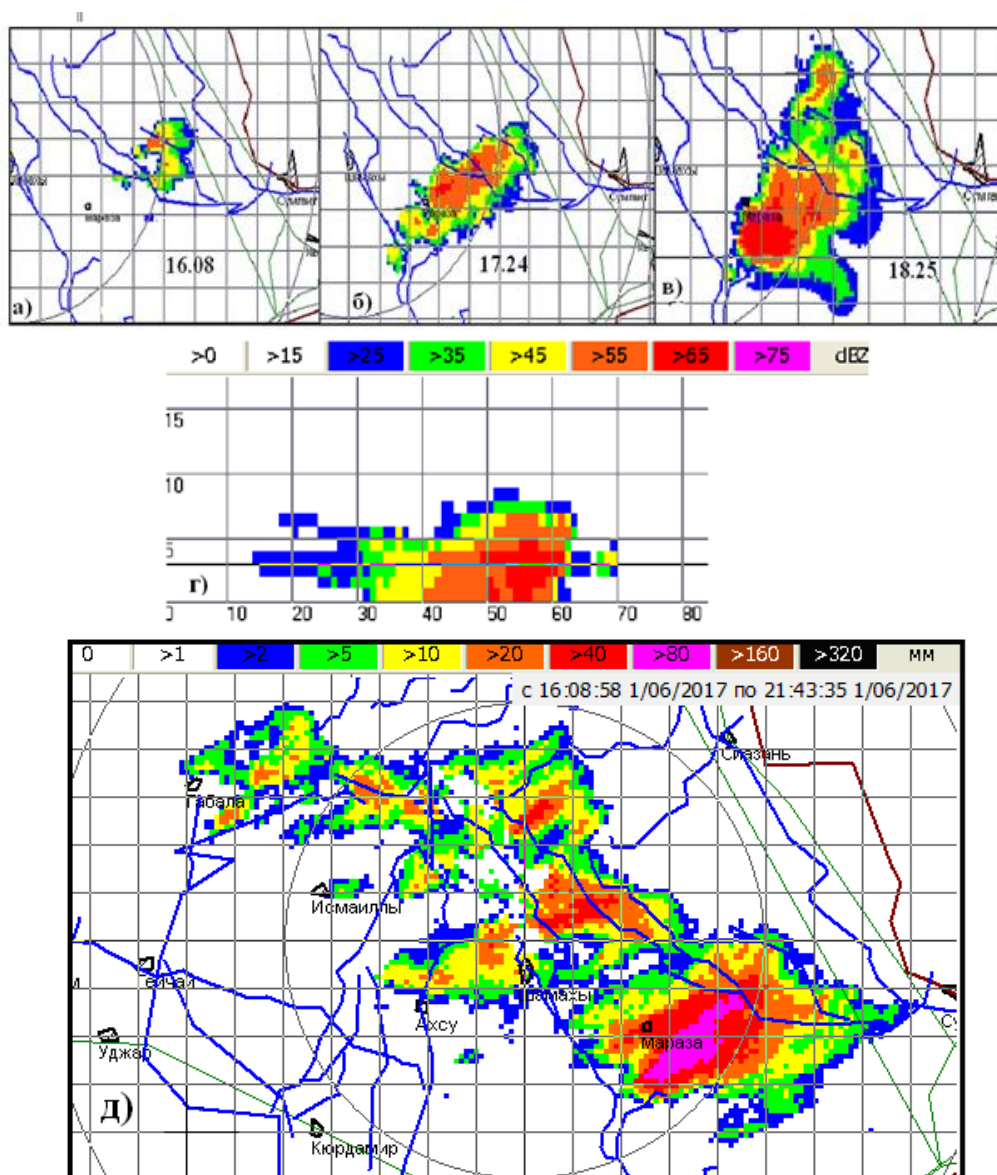


Рис. 1. Эволюция горизонтального сечения радиоэха грозоградного процесса на уровне 5000 м от уровня моря, наблюдаемого на территории Гобустанского района (а, б, в), вертикальное сечение радиоэха к 18.25 (г), картина распределения выпавших осадков по территории (д).



Облачная система, быстро развиваясь к 18.30 превратилась в мощный многоячейковый грозоградный процесс (рис 1б,в). По радиолокационным данным этот процесс оказался значительно сильнее, чем предыдущие (табл. 1). Выпал сильный град. В некоторых местах интенсивность осадков достигла катастрофического уровня. Как видно из рис. 1д, с 16.00 по 20.00 выпало более 80 мм осадков, которое на 45 мм больше месячной нормы данной местности.

Таблица 1. Максимальные радиолокационные характеристики многоячейкового грозоградного процесса 01.06.2017 г.

Территория	Размеры горизонтального сечения градового очага, км		Продолжительность процесса, мин	Длина градовой полосы, км	Количество выпавших осадков, мм	Z10, dbz	Площадь горизонтального сечения градового очага, км <sup>2</sup>	Нв, км	Нг, км
	большая ось	малая ось							
Гобустанский район	11	8	340	42	> 80	73	107	10	6
Соседние территории	7	4	125	23	45	68	65	9,2	5,8

Примечания:

1. Z10 – радиолокационная отражаемость на длине волны 10 см;
2. Нв – высота верхней границы радиоэха облака от уровня моря;
3. Нг – высота верхней границы градового облака от уровня моря.

Анализируя характер эволюции данного грозоградного процесса по картинам распределения радиолокационной отражаемости и их анимации можно объяснить причину выпадения слишком обильного количества осадков. Как и в большинстве градоопасных регионах мира, наблюдаемые на территории Азербайджана грозоградные процессы, по ячейковой структуре и по особенностям динамики развития, в основном делятся на одначейковые, многоячейковые и суперячейковые. Характерные особенности этих типов процессов более подробно изложены в [Сафаров, 2012]. Упорядоченные многоячейковые процессы, в свою очередь делятся на нормальные и аномальные подтипы. В нормальных процессах из-за того, что новые конвективные ячейки образуются на правом фланге облачной системы, правее и чуть впереди относительно предыдущей ячейки, полосы осадков отдельных ячеек почти параллельны друг к другу. А при аномальных подтипах новые ячейки образуются сзади предыдущей ячейки, относительно их направления перемещения [Сафаров, 2012].

Подробный анализ радиолокационного материала рассматриваемого грозо-градного процесса показал, что его можно классифицировать, как аномально-упорядоченный. Таким образом, периодически возникающие сзади от предыдущей (относительно направления их перемещения) новые мощные конвективные ячейки, перемещаясь, практически одинаковыми траекториями, на территории Гобустанского района привели к продолжительным и интенсивным ливням, которые иногда сопровождалось выпадением крупного града. Несмотря на то, что отдельные конвективные ячейки перемещались с юго-запада на северо-восток с скоростью 15-20 км/час, грозоградный процесс в целом и соответствующая облачная система как бы стояла на месте и не перемещалась. Все это привело к обильному выпадению осадков в локальной территории, количество которого превысило 80 мм.



В результате стихийного бедствия нанесен серьезный ущерб инфраструктуре территории, линиям электропередачи и коммуникации, мостам, а в большей степени сельскому хозяйству. В реках, особенно в русле реки Пирсаат, резко увеличилась водность и поднимался уровень воды. В отдельных местах интенсивные осадки привели к сходу грязевых селевых потоков, в результате которых были затоплена часть магистральной дороги Баку-Шамахи в районе долины Джейранкечмез. Из-за накопленной грязи и наводнения более 500 автомобилей застряли в пути и движение в данной части автодороги временно было прекращено.

Следует отметить, что на территории Азербайджана подобные аномально-упорядоченные многоячейковые процессы наблюдаются нередко, и в большинстве случаев они приводят к выпадению опасного, а иногда катастрофического количества ливневых осадков, иногда сопровождающиеся интенсивным градом. К примеру, 20 июня 1985 г. на территории Шамкирского района в одних и те же местах за один вечер трижды наблюдался выпадение сильного града. 21 мая 2014 г. аномально упорядоченный процесс привел к опасным наводнениям на территории Товузского района. В отдельных местах района количество выпавших осадков составило более 100 мм.

### Заключение

Таким образом, радиолокационное обнаружение аномально упорядоченных многоячейковых грозоградовых процессов в любой части территории Азербайджанской Республики, с учетом рельефа и других особенностей местности, может быть надежным предиктором продолжительных интенсивных ливневых осадков и связанных с ними селевых потоков и наводнений.

### Список литературы

- Климат Азербайджана (1968). Под ред. А.А. Мадат-заде, Э.М.Шыхлинского. Баку, Из-во АН Аз. ССР, 343 с.
- Сафаров С.Г. (2012). Грозоградовые и селевые явления на территории Азербайджана и радиолокационные методы их прогнозирования. Баку, Элм, 292 с.
- Safarov S.H., Nasibli A.A., Huseynov J.S., Ibrahimova I.V. (2017). Influence of climate warming on hail events in the western part of Azerbaijan. Proceedings of International Scientific Conference on Sustainable Development Goals 24-25 November 2017, Baku, Azerbaijan, 83-89.



## Методика прогноза селей в регионе Центрального Кавказа и опыт ее апробации

И.Б. Сейнова<sup>1</sup>, Ю.Б. Андреев<sup>1</sup>, И.Н. Крыленко<sup>1</sup>, Е.М. Богаченко<sup>2</sup>,  
И.Г. Феоктистова<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, Россия, Москва,  
seynova@gmail.com

<sup>2</sup>Кабардино-Балкарский ЦГМС, Россия, Нальчик, irish\_fg@gmail.com

В высокогорье Центрального Кавказа современный тренд активизации селевых процессов связан с интенсивным энергомассообменом на стадии деградации оледенения. Непосредственная реализация схода селей происходит под воздействием комплекса гляцио-климатических факторов. В статье рассматривается метод разработки краткосрочного прогноза селей гляцио-ливневого генезиса на основе интерпретации ряда фактических наблюдений с 1951 по 1995 годы. Апробация методики путем сопоставления расчетных данных с непосредственными наблюдениями за сходом селей в течении последующих 1996-2017 гг. показала, что более 70% из них были идентифицированы, как достаточно вероятные для того, чтобы объявить предупреждение о селеопасной ситуации в регионе.

*сели, методика прогноза, Центральный Кавказ*

## Methodology for the debris flows forecast in the Central Caucasus region and its approbation

I.B. Seinoва<sup>1</sup>, Y.B. Andreev<sup>1</sup>, I.N. Krylenko<sup>1</sup>, E.M. Bogachenko<sup>2</sup>,  
I.G. Feoktistova<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia, country,  
e-mail seynova@gmail.com

<sup>2</sup>Kabardino-Balkarian Hydrometeorological Department, Russia, Nalchik,  
irish\_fg@gmail.com

The current trend of activation of debris flow processes in the Central Caucasus mountains is associated with intensive energy and mass exchange at the stage of degradation of glaciation. Debris flows are triggered by the complex of glacio-climatic factors. The method of developing a short-term forecast of debris flows of glacial genesis based on the interpretation of observations data from 1951 to 1995 is considered. Approbation of the method by comparing the calculated data with the direct observations of debris flows during the following 1996-2017 has showed that more than 70% of them were identified as likely enough to declare a warning about a debris flow hazard in the region.

*debris flows, methods of forecast, Central Caucasus*

### Введение

Высокогорная зона Кавказа достаточно хорошо освоена. Здесь находятся крупные населённые пункты, туристические и альпинистские объекты, гостиницы и города, дороги и коммуникации. Инфраструктура этой территории подвержена риску



воздействия стихийно-разрушительных процессов, характерных для горных систем. Сели наносят ощутимый ущерб не только в зоне их образования, но и далеко за её пределами. По руслам крупных рек, основных магистралей освоения гор, катастрофические потоки достигали равнинных территорий с развитым сельским хозяйством и урбанизацией в 1953, 1967, 1983, 2000, 2017 гг. Опыт применения селезащитных сооружений не обеспечивал должным образом безопасности населения, поэтому проблема прогнозирования селевых ситуаций актуальна.

### **Характеристика района исследования**

Авторские наблюдения за режимом селеформирования проводились в типичных для Центрального Кавказа условиях высокогорья верховьев реки Баксан с его крупными притоками Чегем и Черек, автономно достигающих предгорных равнин. Истоки Баксана питают ледники наивысшей вершины Европы, вулкана Эльбрус (5642 м). Разветвленная сеть из 112 селевых притоков этих крупных рек, суммарной площадью 2100 км<sup>2</sup>, с оледенением 550 км<sup>2</sup>, дренирует северный склон Главного Кавказского хребта с высотами от 4000 до 5000 м. В условиях тектонически активного рельефа с оледенением создаются благоприятные предпосылки для образования селей с огромным энергетическим потенциалом. Их зарождение происходит в перигляциальной зоне у края ледников, в пределах высотного диапазона 3500-2200 м, где протекает постоянное пополнение потенциальных селевых очагов твердой, жидкой и ледовой субстанциями. Процессы разрушения моренно-ледниковых комплексов под воздействием внутренних гидротермических и внешних метеорологических факторов являются причиной формирования катастрофических селей на Центральном Кавказе.

### **Разработка методики краткосрочного регионального прогноза селей**

#### *Общая концепция методологии краткосрочного регионального прогноза селей*

Методика прогноза представляет собой способ решения задачи при использовании информации о физико-географических и гидрометеорологических условиях, с целью выявления комплекса селеформирующих факторов, значимых в территориальных пределах рассматриваемого региона. При формировании селей в зоне оледенения учитывается совместное воздействие температуры и осадков.

В настоящей работе использован детерминировано – стохастический подход, при котором разработка математических алгоритмов базируется на логистическом анализе физической природы селевых процессов в пределах рассматриваемого региона.

Процесс разработки состоит из этапов: 1 - ретроспекции, 2 - диагноза и 3 – проспекции.

На этапе ретроспекции (1) осуществляется сбор и анализ данных о прошедших селевых потоках, обобщение и оценка условий и факторов их образования. В результате составляются кадастры селевых бассейнов, выполняется картирование территории по активности селепроявлений и формируется банк данных. Результирующим итогом является пространственно-временная характеристика селеопасности территории с информацией о морфометрических данных селевых бассейнов, датах схода селей, генезисе и количественной оценки их параметров.

Как пример, представлен фрагмент карты селевых бассейнов верховьев р. Баксан в масштабе 1:200 000 (рис.1).

На этапе диагноза (2), опираясь на представления, полученные при детерминированном анализе фактического материала, разрабатываются прогнозные функции и модели, адекватные объекту исследования.

На заключительном этапе (3) выполняется прогноз и его последующая проверка.

Основой краткосрочного регионального прогноза селей на Центральном Кавказе и проверки его оправданности послужил собранный и систематизированный авторами с 1951 г. по 2017 гг. ряд наблюдений за селевыми процессами. Для интерпретации метеорологических факторов селевых ситуаций за 66 лет наблюдений использованы



данные метеорологической станции Терскол (2100 м) [Сейнова, Татьяна 1977; Андреев, Сейнова, 1984; Сейнова, Золотарёв, 2001; Черноморец, 2005].

В течении 66 лет в бассейне Баксана было зафиксировано 45 селеопасных ситуаций, во время которых по его притокам сошло 440 селевых потоков. Массовые катастрофы, от 30 до 100 случаев схода селей на Центральном Кавказе происходили в 1953, 1966, 1967, 1975, 1977, 1983, 1987, 2002 годах. Локальный сход селей, одновременно на 10-20 притоках, отмечался в 1970, 1979, 1984, 1985, 1995, 2001, 2003, 2005 гг. Аналитический обзор ситуаций показал, что преобладающим являлся гляцио-ливневой генезис, когда при различных сочетаниях метеопредикторов предшествовавшего селевым процессам влажно-температурного режима погоды, ливень служил заключительным триггером.

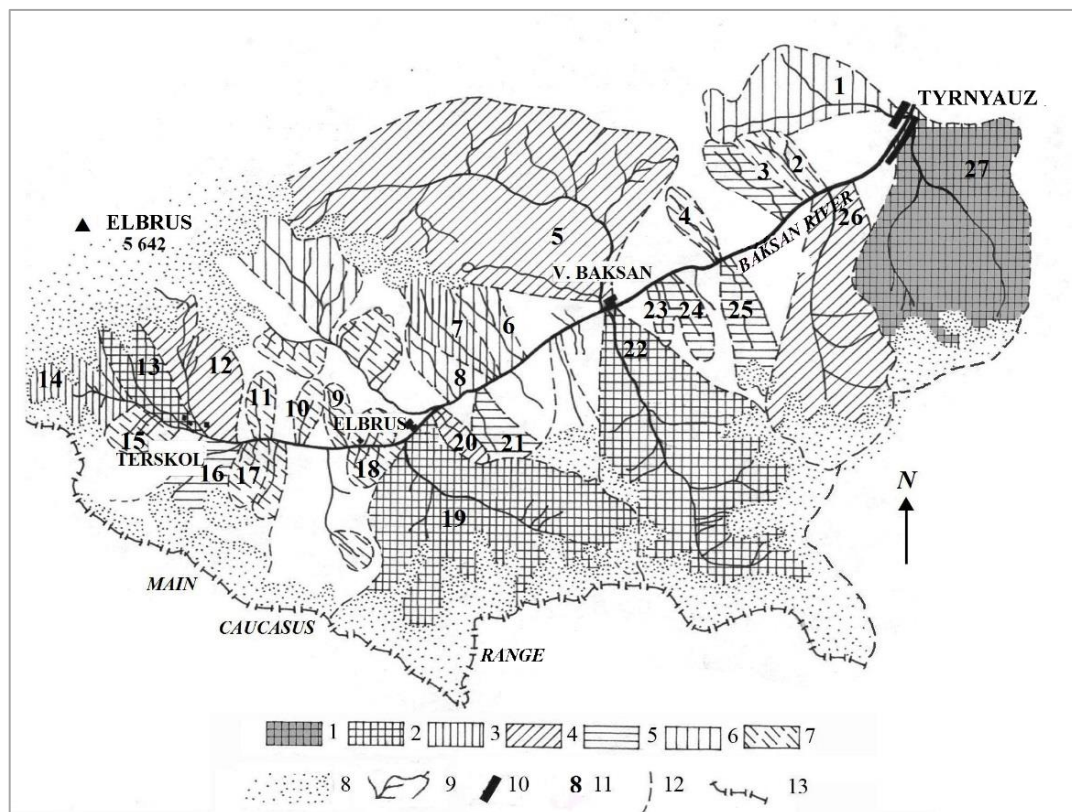


Рис. 1. Карта селеопасных бассейнов – притоков р. Баксан. 1–7: максимальные объемы селей (тыс. м³): 1. >5000, 2. 5000-1000, 3. 1000 - 500, 4. 500-200, 5. 200-100, 6. 100-50, 7. 50-10; 8 – ледники, 9 – реки, 10 – населенные пункты.

Селепроявлениям гляциального генезиса предшествовало накопление значительных объемов талых ледниковых вод за период экстремально жаркой погоды в течении от 4 до 11 дней. Среди них самыми катастрофичными были последствия обвальных процессов морены в верховьях р. Герхожансу 19 июля 2000 г. и прорыва озера Башкара 1 сентября 2017 г.

Имеющийся 66-летний ряд наблюдений, является статистически достаточным для установления оптимальных значений метеопредикторов, причинно-следственных и коррелятивных связей, необходимых для разработки и проверки функции прогноза.

#### Определение критических значений метеопараметров

Важнейшей задачей этапа диагностирования является установление диапазона количественных значений метеопараметров, значимых для возникновения и развития селеопасных ситуаций в условиях гляциальной зоны Центрального Кавказа.



Определен оптимальный диапазон количественных критериев комплекса метеопредикторов, характеризующих: а) степень предварительной подготовки потенциального селевого массива (1-3), б) импульс селеформирования (4-5).

Критические показатели с индексом «сг» устанавливают пограничное состояние селеопасных и неселеопасных ситуаций:

1. Сумма среднесуточных температур воздуха от даты устойчивого перехода через 0 °С до даты схода селя:  $1450 \geq Q \geq Q_{cr}$ ,  $Q_{cr} = 670$  °С;
2. Сумма осадков за тот же период времени:  $540 \geq W \geq W_{cr}$ , ( $W_{cr} = 180$  мм);
3. Сумма температур воздуха за шесть суток до даты схода селя:  
 $105 \geq \sum_1^6 T \geq \sum_1^6 T_{cr}$  ( $\sum_1^6 T_{cr} = 72$  °С)
4. Прогнозное значение количества осадков  $X$  суточной заблаговременности:  $70 \geq X \geq X_{cr}$  ( $X_{cr} \geq 20$  мм)
5. Прогнозное значение суточной температуры воздуха:  $14 \geq T \geq T_{cr}$ , ( $T_{cr} = 9$  °С).

Фактическими наблюдениями установлен сход селей при превышении порогового значения критических параметров к единому моменту времени.

### Разработка прогнозной функции

Выделенная 5-мерная область вероятного схода селей является основой для построения функции прогноза. Для построения методики предприняты следующие шаги:

1) перемножение метеопараметров - для квазифизического описания реализации «потенциала» схода селя при совместном кратковременном воздействии температуры и осадков. Произведение этих параметров представляет собой одну из разновидностей гидротермического показателя, широко используемого в климатологии.

2) суммирование суточных значений метеопараметров за некоторый текущий период заблаговременности - для описания условий подготовки ПСМ к сходу селя.

Обобщенное описание процесса селеформирования представлено в виде аналоговой формулы, зависимой от взятых параметров и действительной в критической области:

$$F = AXT + BQW + C, \quad (1)$$

где коэффициенты  $A$ ,  $B$ ,  $C$  – некоторые постоянные. Для их вычисления используются:

1. Критические значения метеофакторов, определяющих граничные условия селевых и неселевых ситуаций. Их величины  $X_{cr}$ ,  $T_{cr}$ ,  $Q_{cr}$ ,  $W_{cr}$  определены детерминированным способом по данным фактических наблюдений.

2. значения весов каждого метеофактора  $P_x$ ,  $P_T$ ,  $P_Q$ ,  $P_W$ , или их совместного влияния на сход селей  $P_{XT}$ ,  $P_{QW}$ ,  $P_{\sum_1^6 T}$ . Вес факторов определялся как относительная частота случаев схода селей к общему числу суточных наблюдений в используемом для построения прогнозной формулы диапазоне оптимальных значений метеопараметров.

$$P_i = N_r / N_i \quad (2)$$

где  $N_r$  - число фактических случаев с известными датами схода селей при достижении или превышении 5 метеопредикторов.

Получены следующие величины весов или оправдываемости метеофакторов за период наблюдений с 1951 - 2005 гг.:

$$P_x=0,11; P_T=0,05; P_Q=0,14; P_W=0,6; P_{XT}=0,27; P_{QW}=0,07; P_{\sum_1^6 T} = 0,76; P_{XTQW}=0,53$$

Для вычисления коэффициентов  $A$ ,  $B$ ,  $C$  требуются значения весов каждого метеофактора или их совместного влияния на сход селей в некоторой окрестности значимых параметров, определяемой 90% доверительными интервалами.





$$A = \frac{P_{XT}}{X_{op}T_{op}} \quad B = \frac{P_{QW}}{Q_{op}W_{op}} \quad C = \frac{P_{\sum_1^6 T}}{\sum_1^6 T_{op}} \quad (3)$$

Впервые формула прогноза селей была получена по данным наблюдений 1951 – 1983 гг. [Андреев, Сейнова, 1984]:

$$F = 7,15 \cdot 10^{-3}XT + 2,4 \cdot 10^{-6}QW \quad (4)$$

На базе данных наблюдений за 1951 - 1995г. формула была преобразована и упрощена.

Принята окончательная версия формулы:

$$F = 8 \cdot 10^{-4}XT + 10^{-2} \sum_1^6 T \quad (5)$$

где  $X$  – прогнозируемое количество осадков, мм;  $T$  – прогнозируемая температура воздуха в день с осадками, °С;  $\sum_1^6 T$  – сумма температур за предшествующий 6-суточный интервал, °С.

Прогнозирование вероятности схода селей в высокогорном регионе Центрального Кавказа осуществляется на основании метеорологического прогноза суточной заблаговременности при расчетной величине прогнозной функции по формуле 5. Прогноз схода селей выдается при превышении порогового значения прогнозной функции  $F_{cr}$ :

$$F \geq F_{cr}, F_{cr} \geq 1 \quad (6)$$

### Апробация методики

Оправдываемость методики ( $\Phi$ ) определялась как отношение правильно предсказанных случаев схода селей к числу прогнозируемых по формуле при проверке на статистическом материале (табл.1).

При оценке за многолетний период наблюдений получены величины:

$\Phi=77\%$  - за 1953-1995 гг. - теоретическая оценка на зависимом материале,

$\Phi=81\%$  - за 1995-2017 гг.- период проверки функции на независимых данных,

$\Phi=79\%$  - средняя оправдываемость функции прогноза за 1953-2017 гг.

В результате статистической обработки многолетнего ряда получено, что значения прогнозной функции квазинормально распределены вокруг средней величины, равной 1,16 с отклонением в  $\pm 0,17$ . То есть удалось установить, что тренд селевой активности за период наблюдений был практически нулевым при том, что природные циклы изменений метеопредикторов селеформирования проявлялись с периодичностью порядка 16–17 лет [Андреев и др., 2009]. Это открывает возможности для корректировки методики с использованием выборок небольшого объема, что необходимо провести для текущего периода 21 века.

Следует отметить, что представленная в итоге расчетная формула прогноза селей была выведена в результате статистической обработки массива данных от единичных до массовых случаев единовременных селепроявлений в течении многолетнего ряда наблюдений. Она отражает результат, усредненный для всех случаев схода селей, имевших место в пределах региона с наличием оледенения, что не предполагает учета индивидуальных отклонений в конкретных бассейнах. По этой причине не было выдано предупреждение о сходе селей с катастрофическими последствиями для населения 14 августа и 1 сентября 2017 года.

Следующий уровень усовершенствования прогноза предполагает использование локальных детерминированных моделей. Их разработка связана с учетом совокупной массы факторов и процессов селеформирования в конкретных очагах зарождения, что в настоящее время не осуществимо. Для своевременного прогноза грядущих катастроф необходима организация службы контроля и наблюдений за состоянием конкретных



селевых очагов на период селеопасной ситуации, временная продолжительность которой устанавливается по разработанной методике регионального прогноза. Следует организовать проведение мониторинга в 2018 году в гляциальных очагах зарождения катастрофических селей 2017 года, в связи с вероятностью повторного проявления.

Таблица 1. Проверка прогнозной функции.

№	Даты ситуаций с критическими значениями метеофакторов	Критические значения					Функция прогноза	Факт схода селя	Совпадение
		20 мм	9°C	72 °C	180 мм	670 °C			
		$X$	$T$	$\sum_{1}^6 T$	$W$	$Q$	$F$		
1.	15.07.95	34,2	11,5	72,1	238	669	1,03	1л	+
2.	29.07.95	25,4	9,7	72,6	318	833	0,92	0	+
3.	12.08.95	38,3	10,4	73,0	397	1011	1,05	1л	+
4.	19.07.96	20,0	12,0	88,4	225	821	1,076	0	-
5.	24.07.96	22,5	12,4	74,5	223	884	0,97	0	+
6.	25.07.96	36,3	9,5	72,0	260	893	1,0	1л	+
7.	28.07.96	23,1	10,6	72,4	359	916	0,94	0	+
8.	22.08.96	29,5	10,2	73,1	457	1235	0,97	0	+
9.	04.07.97	20,1	10,6	75,5	193	574	0,92	0	+
10.	01.09.97	21,1	11,6	79,7	324	1292	0,99	0	+
11.	01.09.98	38,7	11,5	92,9	281	1451	1,28	1л	+
12.	06.08.99	45,4	12,9	96,1	300	938	1,43	1м	+
13.	19.08.99	3,3	15,6	88,9	318	1120	0,93	1л	-
14.	19.07.2000	9,2	15,4	104,7	265	717	1,16	1л	+
15.	20.07.00	13,7	16,9	105,1	280	732	1,24	1л	+
16.	08-09.07.01	42,1	9,4	68,0	405	665	1,15	1л	+
17.	31.07.01	39,0	16,2	100,7	481	981	1,5	1м	+-
18.	05.08.03	37,0	13,0	76,1	344	909	1,15	0	-
19.	12.08.04	46,8	9,9	76,3	443	1045	1,13	0	-
20.	13.06.05	21,0	13,2	71,1	413	970	0,93	0	+
21.	11.08.06	0,5	16,7	105	325	1134	1,05	1е	+
22.	2-3.08.07	14,0	13,7	85,7	330	1045	1,01	1е	+
23.	14.08.07	20	12,3	83,2	372	1207	1,03	0	-
24.	15.07.08	45,9	11,0	79,1	226	587	1,19	1л	+
25.	13.07.10	10,4	14,5	100,5	221	841	1,09	1е	+
26.	15.07.11	25,0	14,6	80,4	252	747	1,12	1л	+
27.	3.08.11	17,0	15,7	106,1	296	1043	1,14	1е.	+
28.	29.07.12	15,0	13,7	94,0	330	1076	1,10	1л	+
29.	20.08.14	29,0	13,8	92,8	515	1359	1,23	1е	+
30.	22.07.16	35,0	14,4	84,2	438	1093	1,26	1л	+
31.	14.08.17	1,0	15,5	96,2	380	1192	1,0	1е	+
32.	01.09.17	34,0	12,0	75,3	540	1480	1,13	1л	+

Обозначения в таблице: 0 – отсутствие селя; 0,5-информационная неопределенность; 1 – сход селя (1е – единичный, от 1-го до 10 случаев, 1л – локальный, от 10 до 20 случаев, 1м – массовый, больше, чем 20).

### Заключение

Основой авторской методики регионального прогноза селей является близкий по продолжительности к генеральному 66-летний ряд фактических наблюдений за сходом селей. Апробация расчетной формулы прогноза селевых ситуаций в регионе



Центрального Кавказа с оледенением показала оправдываемость более 77%. Приемлемый результат достигнут с помощью детерминантного анализа введения критериев метеопредикторов, значимых в отношении степени подготовки к селевому процессу, в сочетании с методом статистической обработки исходного материала. Настоящая методика может быть рекомендована для прогнозирования селей в Кабардино - Балкарском Центре Гидрометслужбы.

### Список литературы

- Андреев Ю.Б., Сейнова И.Б. (1984). Модельно-статистический подход к разработке прогноза ливневых селей на примере высокогорного Центрального Кавказа. Вестник Моск. ун-та, сер. 5, география, 4: 86-92.
- Андреев Ю.Б., Божинский А.Н., Сейнова И.Б. (2009). Анализ многолетнего хода значений функции краткосрочного фонового прогноза высокогорных гляцио-ливневых селей Северного Кавказа. Материалы международной конференции «Гляциология в начале XXI века» к столетию Г.К.Тушинского. М., Университетская книга, 92-97.
- Сейнова И.Б., Татьян Л.В. (1977). Критические значения метеорологических параметров селеопасных ситуаций высокогорного района Центрального Кавказа. Метеорология и гидрология, 12: 74-82.
- Сейнова И.Б. (2008). Климатические и гляциальные условия формирования селей Центрального Кавказа на стадии Малого ледникового периода. Труды Межд. конф. «Селевые потоки: катастрофы, риск, прогноз, защита». Пятигорск, 2008, 121-125.
- Черноморец С.С. (2005). Селевые очаги до и после катастроф. М., Научный мир, 184 с.



## Методы дистанционного зондирования и численного моделирования для изучения селевых потоков в бассейнах рек Ахангаран и Тегермеч

Э. Семакова<sup>1</sup>, Ё. Алимов<sup>2</sup>, Л. Сычугова<sup>1</sup>, Д. Семаков<sup>1</sup>, К. Граф<sup>3</sup>

<sup>1</sup>*Астрономический институт им. Улугбека Академии наук Республики Узбекистан, Ташкент, Узбекистан, ella9sem@gmail.com*

<sup>2</sup>*Центр гидрометеорологической службы при Министерстве по чрезвычайным ситуациям Республики Узбекистан, Ташкент, Узбекистан*

<sup>3</sup>*Федеральный институт исследований леса, снега и ландшафта WSL, Бирменсдорф, Швейцария*

В работе рассматриваются методы идентификации селевых процессов на спутниковых снимках, результаты численного моделирования дождевого селя Ирташсай, сошедшего в бассейне реки Ахангаран, Узбекистан, и возможного гляциального селя в случае прорыва ледниковых озер в верховьях реки Исфайрамсай, Киргизия, с использованием программы RAMMS.

*селевые потоки, численное моделирование, разновременные снимки, методы ДЗЗ, динамические параметры, ЦМР, программа RAMMS*

## Remote sensing techniques and numerical simulation of debris flows in the Akhangaran and Tegermech Rivers basins, using RAMMS software

E. Semakova<sup>1</sup>, Yo. Alimov<sup>2</sup>, L. Sichugova<sup>1</sup>, D. Semakov<sup>1</sup>, C. Graf<sup>3</sup>

<sup>1</sup>*Ulugh Beg Astronomical Institute, Uzbekistan Academy of Sciences, Tashkent, Uzbekistan, ella9sem@gmail.com*

<sup>2</sup>*Centre of Hydrometeorological Service at Ministry of Emergency Situations of the Republic of Uzbekistan, Tashkent, Uzbekistan*

<sup>3</sup>*Swiss Federal Institute for Forest, Snow and Landscape Research WSL, Birmensdorf, Switzerland*

Identification of debris flows using satellite data, the results of numerical simulation of Irtash rainfall flow (Akhangaran River basin, Uzbekistan) and of possible glacial flow in the case of lakes outburst (Isfayramsay River basin, Kyrgyzstan) using RAMMS software are considered in the paper.

*debris flows, numerical simulation, multi-temporal images, remote sensing techniques, DEM, dynamic parameters, RAMMS software*

### Введение

К потенциально селеопасным зонам Узбекистана относятся все горные и предгорные районы республики. Многолетние наблюдения за селевыми потоками



показывают, что основное число селей (84%) сформировано за счет выпадения интенсивных жидких осадков ливневого характера. В течение весенне-летнего сезона года формируется около 98% всех случаев селей. В будущем за счет потепления и увеличения доли жидких осадков ожидается увеличение повторяемости селей на 6-7% по сравнению с современной селеопасной ситуацией. Для малых рек низкогорной зоны Узбекистана ожидается увеличение максимальных расходов селевых паводков на 20-30%. Также увеличится селевая опасность от прорыва озер в верхних зонах гор [Чуб и др., 2007]. В силу появления новых доступных средств и методов для изучения опасных природных явлений, становятся актуальными исследования селей и селевых паводков методами дистанционного зондирования и численного моделирования.

Исходными данными являлись информация о прохождении селевых потоков и паводков по водотокам Ташкентской области с 2010 по 2016 гг., спутниковые данные Landsat, Google Earth и SASPlanet, цифровая модель рельефа ALOS PALSAR DEM [Dataset, 2017] и программный модуль численного моделирования селевых процессов Debris Flow (v1.7.10). Данный модуль является частью программы RAMMS по изучению динамических параметров геофизических потоков (снежных, ледовых, скальных лавин, русловых и склоновых потоков, небольших быстротекущих оползней, грязевых потоков и обвалов) от начала возникновения их движения до момента остановки [Christen et al., 2012].

Информация о селях и паводках, зарегистрированная наблюдательными пунктами Узгидромета или другими организациями, включала дату и время прохождения потока, наименование водотока и населенного пункта или объекта, которому нанесен ущерб, тип потока и причина его формирования, при наличии расход или уровень воды. Основная трудность в использовании этой информации заключалась в поиске исследуемых водотоков на топокартах или снимках, поскольку они могли быть временными водотоками без названия, каналами или склоновыми стоками, а также местоположения зоны зарождения селевого потока. Однако если имелись сведения об ущербе касательно повреждения автодорог, мостов или отдельных населенных пунктов, то это позволяло оценить дальность прохождения селевого потока.

Методика идентификации таких водотоков в исследуемых районах заключалась в анализе снимков Landsat-8 до и после прохождения потока с использованием программного обеспечения ERDAS IMAGINE. Вначале проводилось визуальное дешифрирование каждого синтезированного изображения (RGB: 7-5-3), выделялась рассматриваемая область, и рассчитывался вегетационный индекс NDVI. Значительные изменения индекса после прохождения селевого потока (паводка), а также результаты использования алгоритма разности изображений (Change Detection) позволяли получить информацию о случившемся изменении за период между съемками. После наложения результатов обработки на карты (снимки) высокого разрешения из сервиса SASPlanet, были выявлены селепаводковые водотоки и зоны подтопления на заданную дату. Такие карты-схемы с указанием населенных пунктов, рек, авто- и ж/д дорог, сельскохозяйственных угодий, которым нанесен ущерб, и прошедших селевых потоков составлены для территорий г. Ангрена по состоянию на 16.08.2016 г., Ахангаранского района на 28.04.2014 г., Паркентского района на 9.05.2015 г.

Моделирование движения селевого потока проводилось для водотока Ирташсай в Ангреномском районе, для которого было известно местоположение зоны зарождения селя, сформированного ливневыми осадками 28.06.2015 г., и место слияния его с рекой Ахангаран.

В основе программы RAMMS лежит модель текучих сред Вельми, которая учитывает начальные условия (положение и размер массы в зоне отрыва), параметры сухого кулоновского и вязко-турбулентного трения, зависящие от поверхности (шероховатости, растительности) и составляющих материалов (снегового, ледяного или грязевого содержания селя). Программа позволяет калибровать параметры трения по данным полевых наблюдений или экспертных оценок о скорости и высоты потока, составе обломочного материала. Ввиду большого разнообразия состава селевого потока и изменения топографии вследствие эрозии или наносов, имеется возможность задать



участки с различными параметрами трения, эрозии и отложений вдоль одного канала. Для успешных вычислений необходимы цифровая модель рельефа (ЦМР) с высоким разрешением, топографические данные или спутниковые изображения исследуемого района. В зависимости от типа моделируемого потока, имеются два варианта установки начальных условий: область отрыва блочной массы определенной толщины для склоновых процессов (мелкие оползни, грязекаменные массы) и входной (простой) гидрограф для русловых процессов (селевые потоки и паводки) с заданным объемом в определенном створе канала.

Моделирование селевого потока Ирташсай проводилось по второму варианту. Длина водотока составляет 11 км, высота места зарождения селя – 1850 м, места слияния – 1150 м. Зона зарождения представлена водосборной воронкой площадью 19 км<sup>2</sup> с эрозионными врезами, на пересечении которых выбрано положение входного гидрографа. При выпадении осадков не менее 10 мм, объем движущейся массы составляет более 190000 м<sup>3</sup>, расход воды принят 1000 м<sup>3</sup>/с, начальная скорость и плотность селевой смеси – 10 м/с и 1500 кг/м<sup>3</sup>, коэффициенты жидкостного и сухого трения – 500 м/с<sup>2</sup> и 0,1. При наличии цифрового представления рельефа лучшего разрешения и полевых данных можно было бы использовать дополнительные модули, где учитывается сцепление обломочного материала, напряжение сдвига, плотность, скорость и глубина эрозии. Вычисления при запуске программы занимают достаточно длительное время. В целях его сокращения и уменьшения охваченной области исследования, мы воспользовались возможностью анализа крутизны, кривизны рельефа и результатов моделирования на основе ЦМР более грубого разрешения. В процессе подбора параметров трения, времени моделирования, зоны отложения, мы ориентировались на дождевое содержание селя, его дальности пробега, и на тот факт, чтобы моделирование завершилось не в результате окончания заданного времени или оттока определенного объема из анализируемой площади, а из-за слабой интенсивности потока.

В результате получены значения высоты, скорости, силы давления на препятствие в каждой точке движения селевого потока. В среднем по длине потока они составляют 0,6 м, 1,4 м/с, 7,3 кПа, максимальные значения – 9,8 м, 10,5 м/с, 164 кПа. Смоделированная высота потока в зоне выноса (рис. 1а) соответствует реальному случаю, когда селя, не нанося ущерба, прошел под мостом (дорогой) и влился в поток р. Ахангаран. Основные селевые отложения (до 3 м) оказались бы в русле принимающей реки (рис. 1б), если бы не ее собственное течение, (взаимодействие с ее потоком не учитывалось в моделировании).

Данная программа была применена также для моделирования движения потенциально возможных гляциальных селей, образованных в результате возможного прорыва ледниковых озер, например, моренных озер Озерное верхнее и нижнее [Семакова, Семаков, 2017], тем самым определяя потенциальную опасность этих озер. В данной работе предпринята попытка выполнить численное моделирование движения возможных селей в случае прорыва ледниковых озер, расположенных в верховьях р. Исфайрамсай, берущей начало в отрогах Алайского хребта, Киргизия. В 1962 и 1973 гг. по реке прошли серьезные грязекаменные сели, что привело к эвакуации города Кувасая и близлежащих посёлков Узбекистана. В настоящее время, по сведениям специалистов, наблюдающих за этими озерами, медленно набирают прорывоопасность два озера в долине р. Тегермеч (верховья р. Исфайрамсай), а также не исключено появление других нестационарных озер, ванны которых наполняются внезапно, за 1-3 месяца один раз в 5-20 лет. По данным снимков Landsat мы обнаружили 12 гляциальных озер в верховьях р. Тегермеч, общей площадью 0,78 км<sup>2</sup>, из них самое крупное – озеро Тегермеч, площадью 0,55 км<sup>2</sup>.

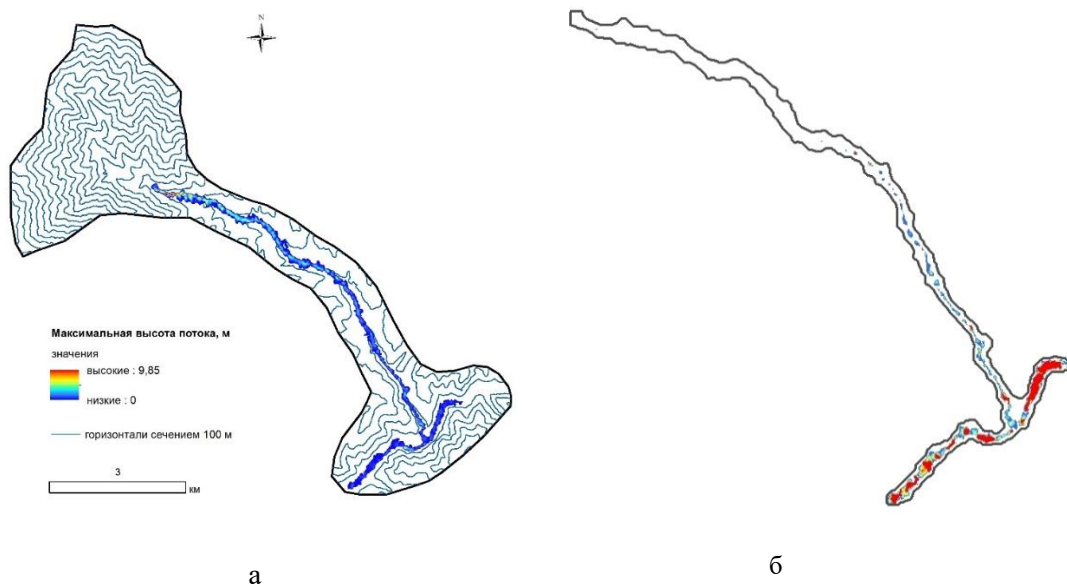


Рис. 1. Моделирование максимальной высоты потока (а) и толщины селевых отложений (б) селя Ирташсай (бассейн р. Ахангаран)

Для моделирования возможного селя, мы воспользовались вариантом блочного отрыва, предполагая, что его источником одномоментно будет вся вода, содержащаяся в озерах. Задавая различную глубину озер (для оз. Тегермеч - 20 м, для остальных – от 5 до 10 м), мы получили оценочный общий объем воды в озерах 12 млн. м<sup>3</sup>. В качестве ЦМР подбирались данные с различным разрешением и точностью. Площадь рассматриваемой территории составляла 419 км<sup>2</sup>, длина пути - 80 км, перепад высот – 4,2 км. Плотность воды, коэффициенты трения, порядок численной схемы, критерий остановки потока и другие параметры моделирования выбраны такими же, как и в первом случае. Результаты расчетов сильно отличались в зависимости от выбранной модели рельефа и времени окончания моделирования. При выборе данных ALOS PALSAR моделирование выполнялось только для долины р. Тегермеч, SRTM – для всего участка. При заданных входных параметрах, селевой поток прошел около 45 км и остановился на высоте 1200 м (рис. 2). При появлении возможностей, было бы интересным рассмотреть возможные потоки в отдельных суб- бассейнах, полученных на основе ЦМР лучшего разрешения, с последующим их взаимодействием и объединением.

Оценка влияния точности и релевантности ЦМР на результаты моделирования проводилась для лавинных потоков на примере хорошо изученных небольших лавиносборов района перевала Камчик, отличающегося значительным антропогенным воздействием в последнее время [Semakova, Bühler, 2017]. Предварительно совместив модели, различные по времени и сезону съемки (7 видов съемки), относительно данных лазерной альтиметрии GLAS/ICESat и оценив их точность в данном районе, было рассмотрено соответствие результатов моделирования наблюдаемым параметрам сошедших лавин. Получено, что наилучшей основой для расчетов лавинных показателей является ЦМР, построенная по данным TerraSAR-X / TanDEM-X зимнего периода съемки.

Дальнейшие работы в области численного моделирования селевых процессов могут быть связаны с выбором тестового района для проведения полевых наблюдений и калибровки необходимых параметров модели, выполнением наземной геодезической съемки для построения подходящей цифровой модели рельефа, оценкой чувствительности модели к различному генезису потоков. Результаты этих работ будут способствовать своевременной оценке природной опасности и риска, выбору обоснованной защиты.

Работы выполнены при поддержке Академии наук РУз и Swiss National Science Foundation (проекты ФА-А3-Ф013 и SNF SCOPES IZ74Z0\_160463/1).

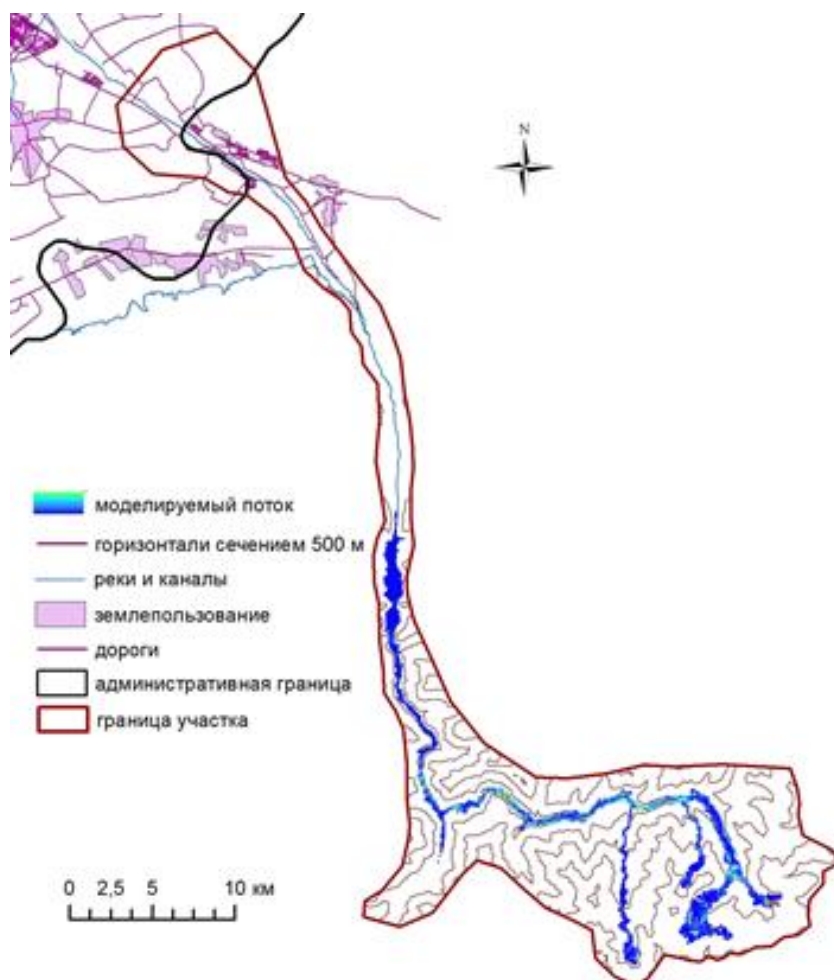


Рис. 2. Моделируемый поток в случае прорыва ледниковых озер в долине реки Тегермеч.

### Список литературы

- Семакова Э.Р., Семаков Д.Г. (2017). О возможности использования методов дистанционного зондирования Земли в проведении гляциологических расчетов для горных районов Узбекистана. *Лед и Снег*, 2(57): 185-199.
- Чуб В.Е., Трофимов Г.Н., Меркушкин А.С. (2007). Селевые потоки Узбекистана. Ташкент, НИГМИ, 109 с.
- Christen M., Bühler Y., Bartelt P., Leine R., Glover J., Schweizer A., Graf C., McArdell B.W., Gerber W., Deubelbeiss Y., Feistl T., Volkwein A. (2012). Integral hazard management using a unified software environment: numerical simulation tool "RAMMS" for gravitational natural hazards. Proc. of the 12<sup>th</sup> Congress INTERPRAEVENT, Grenoble, France, Klagenfurt, Kobltschnig G., Hübl J., Braun J. (Eds.). 1: 77–86.
- Dataset (2007): ASF DAAC 2015, ALOS PALSAR\_Radiometric\_Terrain\_Corrected\_high\_res; Includes Material © JAXA/METI. Accessed through ASF DAAC, 2017.
- Semakova E., Bühler Y. (2017). TerraSAR-X / TanDEM-X data for natural hazards research in mountainous regions of Uzbekistan. *Journal of Applied Remote Sensing*, SPIE, 11(3): 036024. doi: 10.1117/1.JRS.11.036024.





## Оценка скорости движения селевого потока по различным методикам

**Д.П. Соколова, Т.А. Виноградова, А.А. Осташов**

*Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия,  
daria.sokolova@yandex.ru, vinograd1950@mail.ru, andrey.ostashov@gmail.com*

Селевые потоки являются наиболее опасными и распространенными гидрологическими явлениями в горной местности. Главной динамической характеристикой является скорость движения селевого потока, от которой зависит разрушительная сила селевого потока. В данной работе проводился расчет скоростей селевых потоков на р. Баддон и руч. Чат-Баш (Кавказ) с помощью различных методик. Так же, произведен расчет скоростей движения селевого потока по данным селевого эксперимента на р. Чемолган, воспроизведенным институтом КазНИГМИ под руководством Ю.Б. Виноградова и сравнение их с измеренными значениями. Был проведен численный эксперимент по формуле Ю.Б. Виноградова для расчета скорости селевого потока. Произведена оценка результатов расчетов.

*селевой поток, скорость селевого потока, расчет, эмпирические формулы*

## Assessment of dynamic characteristics of debris flow

**D.P. Sokolova, T.A. Vinogradova, A.A. Ostashov**

*Saint-Petersburg State University, Saint-Petersburg, Russia, daria.sokolova@yandex.ru,  
vinograd1950@mail.ru, andrey.ostashov@gmail.com*

Debris flows are the most dangerous and widespread hydrological phenomena in the mountainous area. The main dynamic characteristic is the velocity of the debris flow, on which destructive force of the debris flow depends. In this research, we calculated the velocities of debris flows on the river Buddon and the stream Chat-Bash (Caucasus) using various methods. In addition, the velocities of the mudflow motion were found out according to the data of the mudflow experiment on r. Chemolgan, which was conducted by the institute KazNIGMI under the direction of Yu.B. Vinogradov. The comparison with the measured values was made. A numerical experiment was carried out using the Yu.B. Vinogradov method to investigate the velocity of the mudflow. To sum up, the results were estimated.

*debris flows, velocity of debris flow, calculation, empirical formulas*

### Введение

В горных районах случается большое количество катастроф. Такие явления, как селевые потоки могут вызывать массовую гибель людей, уничтожение городов и поселков, разрушение мостов и транспортных путей. Опасные явления необходимо тщательно изучать и исследовать для защиты населения.

Цель данной работы является расчет скоростей селевого потока и сравнение различных методик. Решались следующие задачи: аналитический обзор имеющихся способов расчета скорости движения селевого потока; расчет скоростей движения

селевого потока с использованием различных методик на разных объектах; сопоставление и анализ полученных результатов.

Одной из основных характеристик селевых потоков является скорость. Если известна скорость движения селевого потока, можно рассчитать время появления селя, определить силовое воздействие селя на инженерные сооружения и естественные преграды, изучить режим движения потока. В данной работе мы хотели затронуть тему определения скорости селевого потока. Есть много способов определения скоростей селя, но, к сожалению, разница в результатах расчетов значительная. Таким образом, трудно определить какая из формул может дать точный результат. Это связано с недостаточным количеством данных. Проведение селевых экспериментов дает возможность восполнить этот пробел с информацией.

### Объекты исследования

Ручей Чат-Баш и река Баддон располагаются в горах Северного Кавказа. Ручей Чат-Баш является притоком реки Камык-Су, которая протекает в Кабардино-Балкарской республике. Ручей относится к бассейну Каспийского моря междуречья Терека и Волги. Река Баддон впадает в реку Ардон. Протекает в Республике Северная Осетия — Алания, в межгорной котловине между широтно направленными хребтами (Скалистым и Большим Кавказским). Относится река Баддон к бассейну реки Терек. Река Баддон относится к категории селеопасных, по которой часто проходили грязекаменные и наносоводные селевые потоки. К селевому очагу относится 4-километровый участок реки от устья и вверх по течению [Васильев, Падня, 2015].

В Казахском научно-исследовательском гидрометеорологическом институте (г. Алма-Ата, Казахстан, СССР) отделом селевых потоков, которым руководил Виноградов Ю. Б. с 1964 по 1978 гг., был произведен селевой эксперимент, то есть был создан настоящий селевой поток в природных условиях. Подходящим объектом для селевого эксперимента стало верховье реки Чемолган, располагающейся в западной части Заилийского Алатау (рис.1). Длина селевого вреза составляла около 1 км, глубина до 80 м. Этот селевой врез располагался в интервале высот от 2500 до 2900 м над уровнем моря [Vinogradova, Vinogradov, 2017].

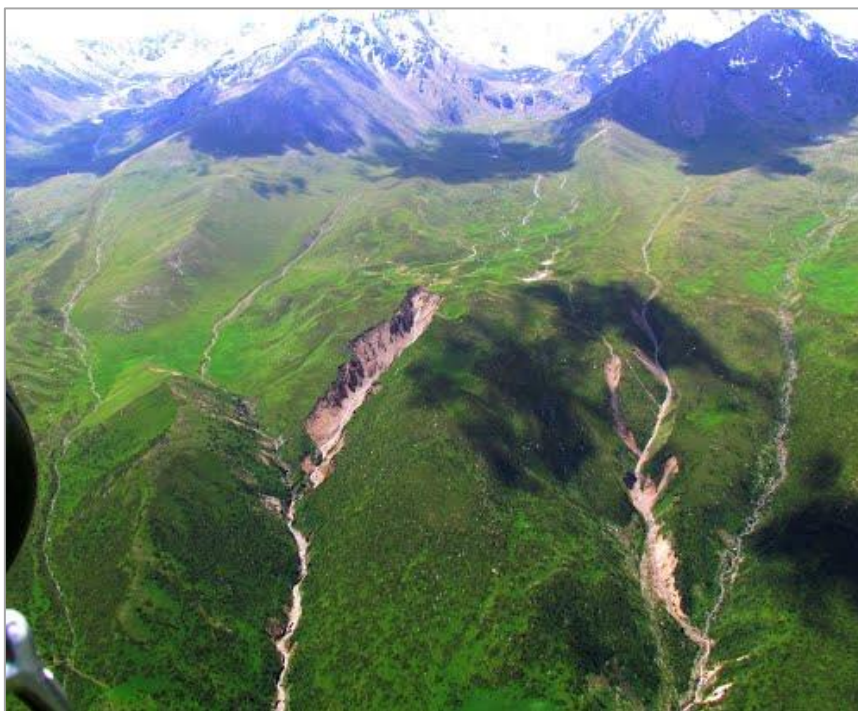


Рис. 1. Вид на селевые врезы р. Чемолган [Vinogradova, Vinogradov, 2017].



### Материалы и методы исследования

Скорость движения селевого потока является важнейшим параметром, определяющим его динамику. Без знания этого параметра невозможно решение большинства инженерных задач, которые связаны с защитой от селевых потоков.

Определение скорости движения селевого потока – непростая задача. Разработка надежных методов и формул требует большого количества экспериментального материала. Но с учетом того, что селевые потоки – это опасные гидрологические явления и случаются неожиданно, данных немного. Учитывая необходимость в определении этого параметра, особенно максимальных значений, рядом исследователей были предприняты попытки разработать формулы для осредненного значения скорости селевого потока [Флейшман, 1978].

Руководство селестокосовым станциям и гидрографическим партиям [РД 52.30.238-90] рекомендует использовать для расчета скоростей селевого потока следующие формулы:

Расчет средней скорости наносоводного селя в метрах в секунду производится по формуле В.В. Голубцова:

$$v = 4,5h^{0,67}i^{0,17}, \quad (1)$$

где  $h$  – средняя глубина потока, м;  $i$  – продольный уклон русла на участке.

Если селевая смесь не обладает вязкопластическими свойствами, то расчет скорости движения потока с достаточной для практики точностью может быть произведен по известным формулам:

$$v_c = 2,1 \frac{R}{l} \sqrt{R \sin \alpha}, \quad (2)$$

$$v_c = 4,83h^{0,5}(\sin \alpha)^{0,25}, \quad (3)$$

Формула (5) предложена И.И. Херхеулидзе.

Так же для определения скорости селевого потока используют формулу Кханна [Срибный, 1960; Голубцов, 1969]:

$$v_{cp} = 8,05h_{cp}^{0,58}i^{0,30}, \quad (4)$$

где  $h$  – средняя глубина потока, м;  $i$  – продольный уклон русла на участке.

Для расчетов также используется формула Срибного [Флейшман, 1978], которая в развернутом виде запишется так:

$$v_c = \frac{6,5R^{2/3}I^{1/4}}{\sqrt{\frac{\gamma_c \gamma_T - \gamma_T + 1}{\gamma_T - \gamma_c}}}, \quad (5)$$

где  $R$  – гидравлический радиус потока в метрах,  $I$  – уклон русла,  $\gamma_T$  – плотность наносов,  $\gamma_c$  – средняя плотность селевой массы, т/м<sup>3</sup>.

Приняв предположение о равенстве объемов твердой и жидкой составляющих селя, по формуле Срибного получим:

$$v_c = 4,25R^{2/3}I^{1/4}, \quad (6)$$

По учебно-методическому пособию, выпущенному Академией ГПС МЧС России [Крюков, Бутенко, 2013], скорость продвижения селевого потока можно определить по формуле:

$$V = 11,4 * h_{cp}^{0,5} * (U_0 * \sin \alpha)^{1/3}, \quad (7)$$



где  $U_0$  - относительная гидравлическая крупность вовлекаемых в поток каменных материалов (для оперативных расчетов принимается равным  $0,7 \dots 1,0$ );  $\alpha$  - средний угол наклона селевого русла, град;  $h_{\text{ср}}$  - средняя глубина потока, м.

При оперативной оценке средняя глубина потока ( $h$ ) обычно принимается в зависимости от типа селевого потока равной для:

маломощного потока -  $1 \dots 1,5$  м; среднемощного -  $2 \dots 3$  м; мощного потока -  $3 \dots 5$  м.

Также, В.В. Голубцов предложил формулы для расчета грязевых и грязекаменных потоков:

$$V = 3,75 * h_{\text{ср}}^{0,5} * I^{0,17}, \quad (8)$$

где  $h_{\text{ср}}$  - средняя глубина потока, м;  $I$  - продольный уклон русла на участке.

В настоящей работе скорость селевых потоков рассчитывалась по формулам: Голубцова, Херхеулидзе, Срибного, Кханна, а также по формуле, приведенной в пособии МЧС.

### Результаты и обсуждение

Селевые потоки по ручью Чат-Баш проходили достаточно часто. Последний сформировавшийся сель прошел 14.06.2005 г. Этот сель был грязекаменным, о чем свидетельствуют оставленные им следы – грязевые примазки на бортах, селевые валы. Обследование показало, что в бассейне ручья Чат-Баш имеется мощный селевой очаг с достаточным запасом рыхлообломочного материала, что может стать причиной для схода селей в ближайшем будущем. На сход селевых потоков значительное влияние оказывают ливневые осадки, а в бассейне ручья Чат-Баш так же имеет большое значение снегонакопление на водосборе очага [Запорожченко, Падня, 2005].

Имеются 6 поперечных профилей селевого вреза на двух участках. Первый участок располагается в 200 м от устья р. Тырнауз. Второй участок - в 100 м от устья р. Тырнауз [Запорожченко, Падня, 2005]. Скорости движения селевого потока от 14.06.2005 года были посчитаны по формулам 1, 3, 4, 5, 6, 7, 8. Результаты представлены на рисунке 2 и в таблице 1.

Таблица 1. Расчеты средней скорости движения селевого потока в бассейне руч. Чат-Баш.

Участки	Скорость, м/с							
		Херхеу- лидзе	МЧС	Голубцов для грязека- менных	Голубцов для наносо- водных	Срибного упрошен- ная формула	Срибного, учитываю- щая плотность	Кхан- на
р. Чат- Баш 200 м выше устья р. Тыр- науз	1	5.62	10.1	5.08	7.55	6.10	5.77	9.42
	2	7.05	12.6	6.37	10.2	8.24	7.80	12.2
	3	5.21	9.32	4.70	6.80	5.50	5.21	8.62
р. Чат- Баш 100 м выше устья р. Тыр- науз	4	4.82	8.40	4.46	6.46	5.09	4.82	7.85
	5	5.20	9.07	4.82	7.16	5.64	5.34	8.59
	6	4.40	7.67	4.07	5.71	4.51	4.27	7.06

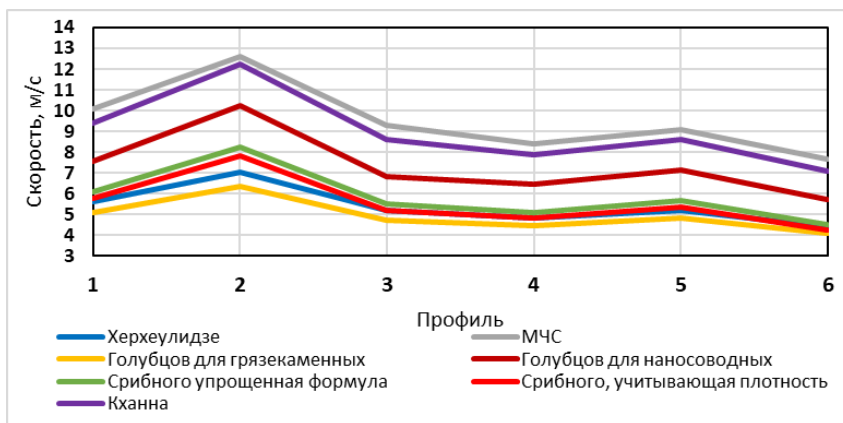


Рис. 2. Скорости движения селевого потока в бассейне руч. Чат-Баш.

По реке Баддон часто проходят как грязекаменные сели, так и наносоводные потоки, которые причиняют ущерб местным жителям. В устьевой части реки после прохождения селей были снесены мосты, затоплены и занесены наносами огороды в пойме реки, уровень воды доходил до школы и т.п.

Имеется 5 поперечных профилей в устьевой части реки Баддон. Глубина селевого потока была определена по меткам наибольших уровней, оставленных последними наносоводными селевыми потоками [Васильев, Падня, 2015]. Данные для расчета скоростей движения селевого потока представлены в таблице 2. Далее на графике представлены скорости движения селевых потоков, рассчитанные по различным формулам.

Таблица 2. Расчеты средней скорости движения селевого потока в бассейне р. Баддон

Участки	Скорость, м/с							
	Херхеулидзе	МЧС	Голубцов для грязекаменных	Голубцов для наносоводных	Срибного упрощенная формула	Срибного, учитывающая плотность	Кханна	
р. Баддон устьевая часть	1	4.28	7.32	4.04	5.72	4.43	5.06	6.82
	2	4.51	7.72	4.26	6.15	4.76	5.44	7.26
	3	5.07	8.67	4.79	7.19	5.56	6.35	8.32
	4	4.55	7.94	4.22	5.99	4.72	5.39	7.35
	5	3.64	6.34	3.37	4.43	3.50	4.00	5.67

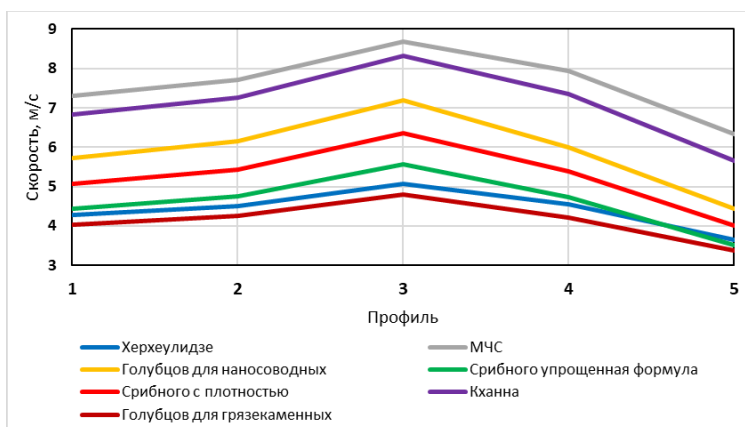


Рис. 3. Скорости движения селевого потока в бассейне р. Баддон.



Казахским научно-исследовательским гидрометеорологическим институтом был осуществлен селевой эксперимент. Местом для спуска искусственного селевого потока стал крупный селевой врез расположенный в верховьях реки Чемолган, в 50 км по прямой от Алма-Аты. Селевой очаг, выше которого наметили создать плотину и водохранилище для осуществления попусков с необходимыми расходами и продолжительностью, представлял собой грандиозный врез, рассекающий уступ древней ледниковой морены; его длина 930 м, средняя ширина по верху 95 м и средняя глубина 45 м. Всего было проведено 5 экспериментов, в 1972, 1973, 1975, 1976 и 1978 годах [Vinogradova, Vinogradov, 2017].

При воспроизведении экспериментальных селевых потоков в бассейне р. Чемолган были измерены скорости продвижения потока на различных участках русла и скорости в стационарном створе.

При эксперименте в 1972 году скорости селевого потока в стационарном створе получены с помощью автоматического скоростемера. Створ располагался на расстоянии 1700 м от плотины. Расчет скоростей представлен с интервалом времени 270 секунд в таблице 3 и на рисунке 4.

Таблица 3. Расчеты скорости движения экспериментального селевого потока в бассейне р. Чемолган, 1972 г.

Интервалы	Скорость, м/с							
	Херхеулидзе	МЧС	Голубцов, для грязекаменных селей	Срибный, упрощенная формула	Срибный, учитывающая плотность	Кханн	Измеренные	
р. Чемолган, контрольный створ	1	4.85	8.88	4.28	4.88	3.39	7.95	6.99
	2	4.37	8.01	3.86	4.25	2.95	7.05	5.70
	3	3.28	6.01	2.89	2.90	2.01	5.05	5.03
	4	2.92	5.36	2.58	2.49	1.73	4.43	4.39

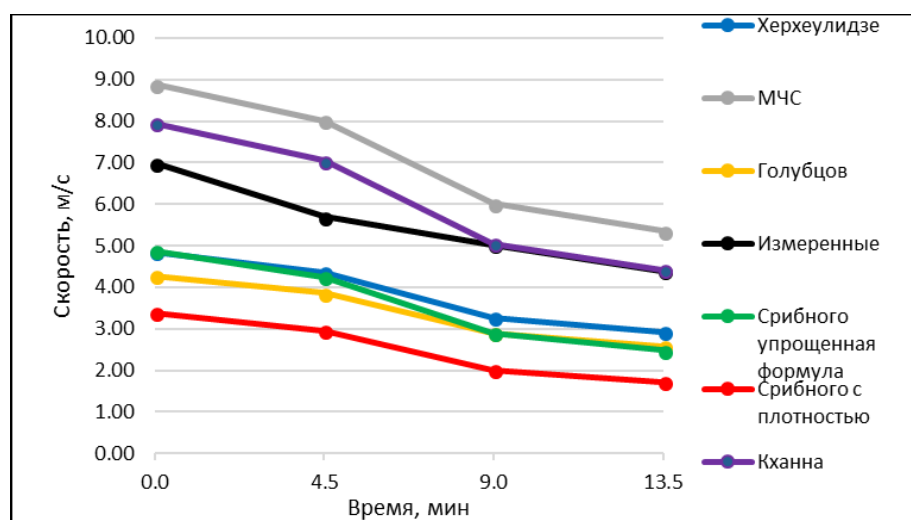


Рис. 4. Скорости движения экспериментального селевого потока в бассейне р. Чемолган, 1972 г.

В 1975 году в бассейне р. Чемолган сотрудниками отдела селевых потоков КазНИГМИ был проведен третий эксперимент по искусственному воспроизведению селевого потока. Было осуществлено два попуска из водохранилища. Основные характеристики грязекаменного потока измерялись в контрольном створе, который



располагался в селевом русле на границе с нижним врезом в 1,6 км от плотины. Расчет скоростей в контрольном створе представлен в таблице 4 и на рисунке 5.

Таблица 4. Расчеты скорости движения экспериментального селевого потока в бассейне р. Чемолган, 1975 г.

Интервалы	Скорость, м/с							
	Херхеулидзе	МЧС	Голубцов, для грязекаменных селей	Срибный, упрощенная формула	Срибный, учитывающая плотность	Кханн	Измеренные	
р. Чемолган, контрольный створ	1	8.23	15.1	7.27	9.90	6.21	14.7	9.80
	2	5.11	9.36	4.51	5.24	3.28	8.45	6.40
	3	5.11	9.36	4.51	5.24	3.28	8.45	6.30
	4	5.21	9.54	4.60	5.37	3.37	8.65	6.10
	5	7.58	13.9	6.69	8.86	5.55	13.3	8.00

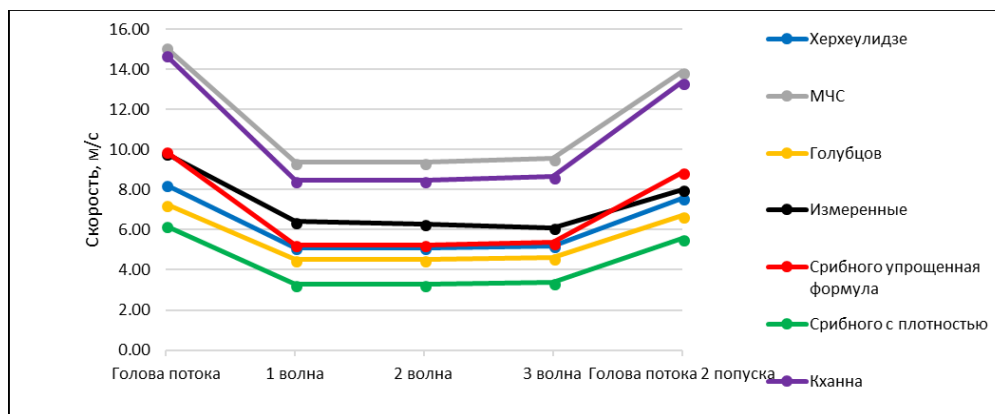


Рис. 5. Скорости движения экспериментального селевого потока в бассейне р. Чемолган, 1975 г.

Четвертый эксперимент по созданию селевого потока прошел в 1976 году на том же Чемолганском полигоне. Данные о скоростях валов в селевом потоке получены с помощью киносъемки. Скорости измерялись в контрольном створе. Данные представлены в таблице 5. Далее на графике представлены расчеты скоростей движения селевого потока и измеренные скорости валов (Рис. 6).



Таблица 5. Расчеты скорости движения экспериментального селевого потока в бассейне р. Чемолган, 1976 г.

Интервалы	Скорость, м/с							
	Херхеулидзе	МЧС	Голубцов, для грязекаменных селей	Срибный, упрощенная формула	Срибный, учитывающая плотность	Кханн	Измеренные	
р. Чемолган, контрольный створ	1	3.74	6.65	3.40	3.56	1.99	5.86	3.00
	2	3.37	5.99	3.06	3.10	1.73	5.20	3.00
	3	3.50	6.22	3.18	3.25	1.82	5.42	1.60
	4	3.62	6.44	3.29	3.41	1.90	5.65	3.40
	5	3.50	6.22	3.18	3.25	1.82	5.42	2.80
	6	3.37	5.99	3.06	3.10	1.73	5.20	4.90
	7	2.80	4.99	2.55	2.42	1.36	4.20	3.60
	8	3.24	5.76	2.94	2.94	1.64	4.96	2.80
	9	3.24	5.76	2.94	2.94	1.64	4.96	3.50
	10	3.50	6.22	3.18	3.25	1.82	5.42	2.30
	11	3.62	6.44	3.29	3.41	1.90	5.65	1.60
	12	3.50	6.22	3.18	3.25	1.82	5.42	3.60
	13	3.50	6.22	3.18	3.25	1.82	5.42	2.50
	14	3.24	5.76	2.94	2.94	1.64	4.96	2.70
	15	3.24	5.76	2.94	2.94	1.64	4.96	2.90
	16	3.50	6.22	3.18	3.25	1.82	5.42	5.10

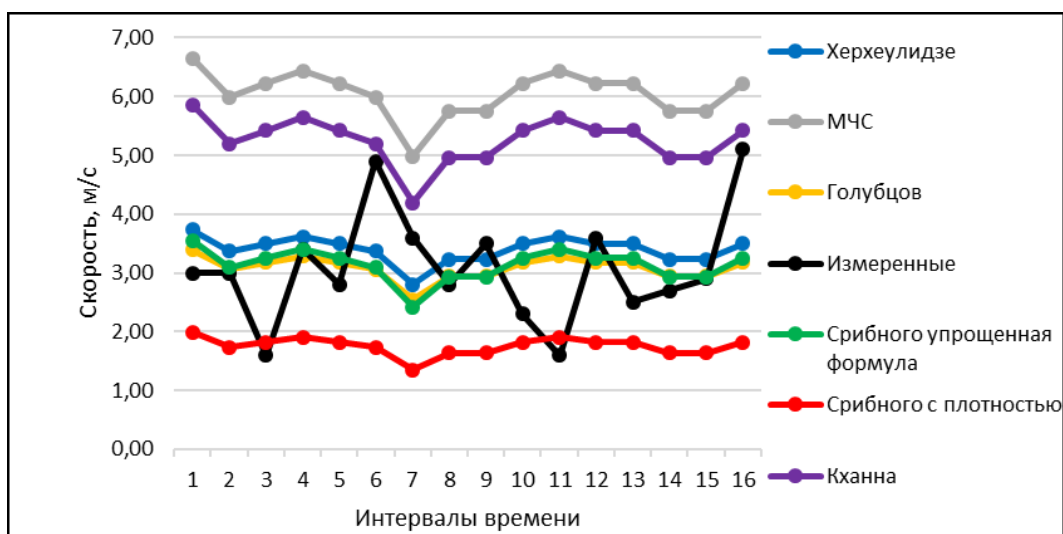


Рис. 6. Скорости движения экспериментального селевого потока в бассейне р. Чемолган, 1976 г.





В 1978 году был произведен пятый эксперимент по искусственному воспроизведению селевого потока. Данные об уровнях были взяты с осредненных данных по фотосъемке и доплеровского прибора, измеряющего поверхностную скорость. Расчет скоростей движения селевого потока на контрольном створе через каждые 20 секунд представлен в таблице 6 и на рисунке 7.

Таблица 6. Расчеты скорости движения экспериментального селевого потока в бассейне р. Чемолган, 1978 г.

Интервалы	Скорость, м/с							
	Херхеулидзе	МЧС	Голубцов, для грязекаменных селей	Срибный, упрощенная формула	Срибный, учитывающая плотность	Кханн	Измеренные	
р. Чемолган, контрольный створ	1	4.85	8.64	4.41	5.04	2.47	7.94	4.40
	2	4.07	7.24	3.70	3.99	1.95	6.48	4.60
	3	3.62	6.44	3.29	3.41	1.67	5.65	5.30
	4	3.37	5.99	3.06	3.10	1.51	5.20	4.80
	5	2.64	4.70	2.40	2.24	1.10	3.92	4.30
	6	3.24	5.76	2.94	2.94	1.44	4.96	4.10
	7	3.91	6.95	3.55	3.78	1.85	6.17	3.20
	8	3.10	5.51	2.82	2.77	1.36	4.72	2.30
	9	2.38	4.24	2.16	1.95	0.95	3.48	2.80

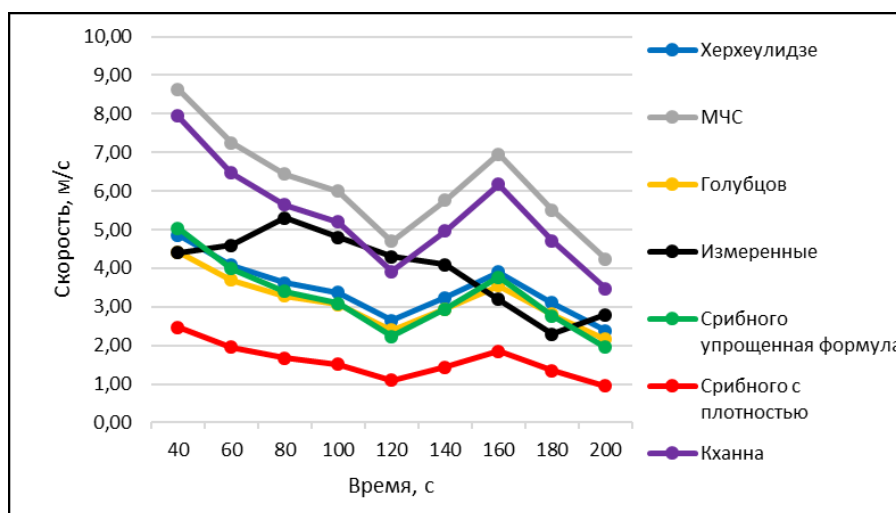


Рис. 7. Скорости движения экспериментального селевого потока в бассейне р. Чемолган, 1978 г.

Все формулы, по которым проводились расчеты скоростей селевого потока, дали различные результаты.

Формула, предложенная МЧС, дает самые высокие значения скоростей селевого потока по всем объектам исследования. На руч. Чат-Баш значения скорости изменялись от 4 м/с до 10,2 м/с, на р.Баддон значения скоростей получились немного ниже: 3,5-8,7 м/с. Значения, полученные по формулам Голубцова и Херхеулидзе оказались между собой довольно близки. Данные формулы выводились на основе обработки натуральных данных по следам селевых потоков. Голубцов занимался селями на территории Казахстана, а Херхеулидзе на территории Грузии. На руч. Чат-Баш самые низкие значения скорости дает формула Голубцова для грязекаменных потоков, а самые



большие – формулы МЧС и Кханна. Разница в результатах по двум формулам Срибного незначительная. На р. Баддон значения скорости селевого потока примерно совпадают по формулам Херхеулидзе. Срибного и Голубцова для грязекаменных. Что касается селевого эксперимента на р. Чемолган, можно сказать, что результаты по формулам не совпадают с измеренными скоростями селевого потока. Например, в 1972 году был проведен первый селевой эксперимент. Результаты расчетов получились такими: измеренные скорости в некоторых случаях совпадали с результатами по формуле Кханна, остальные формулы занижали значения, кроме формулы МЧС. В 1975 году измеренные скорости близки к рассчитанным по формулам Срибного (упрощенной формуле) и Херхеулидзе. В 1976 и в 1978 году измеренные скорости не совпадают с рассчитанными, но примерно соотносятся с результатами по формулам Херхеулидзе, Голубцова и Срибного. Во всех случаях формула, предложенная МЧС, давала самые высокие результаты. В работе мы использовали два варианта формулы Срибного. Можно заметить, что значения скоростей селевого потока на р. Чемолган, рассчитанных по формуле Срибного, включающей в себя плотность селя, намного занижены.

### Заключение

В результате проделанной работы был проведен анализ имеющихся формул для расчета скорости селевого и были выбраны основные формулы, используемые в регламентирующих документах. По выбранным формулам произведен расчет скорости селевого потока. Выявлены существенные различия в результатах.

- Формула, предложенная МЧС, дает самые высокие значения скоростей селевого потока по всем объектам исследования. На разных объектах скорости селевых потоков менялись от 4 м/с до 15 м/с. В результате использования этой формулы скорости могут быть завышены, это приводит к увеличению территории затопления и к увеличению расхода селевого потока, в следствие этого защитные сооружения будут стоить намного дороже.

- Формулы Херхеулидзе и Голубцова дают близкие между собой результаты на всех объектах исследования. Так как эти формулы выводились на основе обработки натуральных данных по следам селевых потоков. На разных объектах результаты скоростей по данным формулам колебались от 3 м/с до 9 м/с. Но рассчитанные скорости не совпадают с измеренными на р. Чемолган, так как скорости при эксперименте определены в момент прохождения селевого потока, а параметры формул Херхеулидзе и Голубцова определены на конусах выноса уже прошедших селевых потоках.

- Формула Срибного приведена в двух форматах: в виде упрощенной формулы и в расширенном виде, где используется плотность селя. Упрощенная формула дает похожие результаты с формулой Херхеулидзе, а расширенная формула дает низкие значения скоростей грязекаменных селевых потоков. Можно сделать вывод, что данная формула не подходит для расчета скоростей грязекаменных селей, но упрощенная формула дает неплохие результаты.

- Было проведено сравнение результатов, рассчитанных по формулам и по инструментально измеренным скоростям на р. Чемолган. Получилось, что результаты по формулам не совпадают с измеренными скоростями селевого потока. Ближе к измеренным значениям получились результаты по формулам Херхеулидзе и Голубцова, Срибного, а МЧС давала завышенные результаты. Данные формулы учитывают в основном только уклон русла и глубину потока. По графикам видно, что линия рассчитанных скоростей не повторяет ход измеренных, следовательно, уклона и глубины потока недостаточно, чтобы надежно оценить скорость, требуется введение дополнительных параметров.

Таким образом, после расчета скорости селевого потока был произведен анализ полученных результатов и сопоставление различных методик. Полученные результаты исследования можно использовать при проектировании в строительстве селезащитных сооружений.



### Список литературы

- Васильев Б.В., Падня А.М. (2015). Инженерно-гидрологические изыскания по р. Баддон и моделирование прохождения наносоводных паводков на сопряжении рек Баддон — Ардон для разработки рабочей документации по объекту: Защита территории в долине р. Баддон (Зарамагская ГЭС-1). Институт «Севкавгипроводхоз».
- Голубцов В.В. (1969). О гидравлическом сопротивлении и формуле для расчета средней скорости течения горных рек. Труды КазНИГМИ, 33: 30-41.
- Запороженко Э.В., Падня А.М. (2005). Защита г. Тырнауза КБР от затопления р. Баксан в условиях селевой опасности р. Камык-Су. Рабочий проект, Институт «Севкавгипроводхоз».
- Крюков Е.В., Бутенко В.М. (2013). Опасные природные процессы: учеб.-метод. пособие. М., Академия ГПС МЧС России, 119 с.
- РД 52.30.238-90 (1990). Руководство селестоковым станциям и гидрографическим партиям. Выпуск 1. Организация и проведение работ по изучению селей.
- Срибный М.Ф. (1960). Формула средней скорости течения рек и их гидравлическая классификация по сопротивлению движению. В кн.: Исследование и комплексное использование водных ресурсов. М., Изд-во АН СССР, 204-220.
- Флейшман С.М. (1978). Сели. Учебное пособие. Гидрометеиздат, 312 с.
- Vinogradova T.A., Vinogradov A.Y. (2017). The experimental debris flows in the Chemolgan river basin. *Natural Hazards*, 88(1 Suppl.): 189-198.



## Принципы морфодинамического анализа и картографирования селевой опасности гор Южной Сибири

**В.П. Ступин, Л.А. Пластинин, Б.Н. Олзоев**

*Иркутский национальный исследовательский технический университет, Иркутск, Россия, stupinigu@mail.ru*

Проанализированы региональные закономерности и особенности селевой опасности гор Южной Сибири. Рассмотрены составляющие и принципы системного картографирования селевой опасности как основы ее регионального мониторинга. Методологическая составляющая – концепция морфосистем и морфодинамического анализа земной поверхности, основанные на естественной делимости рельефа на всех масштабных уровнях. Информационная составляющая – система сбора и обработки оперативных данных дистанционного зондирования, картографических и описательных материалов. Технологическая составляющая – ГИС, позволяющая выполнять обработку исходной информации на разных масштабных и временных уровнях и решать специальные задачи по картографическому моделированию селевой опасности. Рассмотрены вопросы содержания комплекса карт селевой опасности на разных масштабных уровнях. Представлены образцы разномасштабных карт селевой опасности.

*селевая опасность, геоинформационное картографирование селей*

## Principles of morphodynamic analysis and mapping of mudflow hazard of the mountains of southern Siberia

**V.P. Stupin, L.A. Plastinin, B.N. Olzoev**

*Irkutsk State Technical University, Irkutsk, Russia, stupinigu@mail.ru*

Analyzed regional patterns and characteristics of mudflow hazard mountains of southern Siberia. The components and principles of system mapping of mudflow hazard as a basis for its regional monitoring are considered. The methodological component is the concept of morphosystems and morphodynamic analysis of the earth's surface, based on the natural divisibility of the terrain at all scale levels. Information component - system of collecting and processing of operational data of remote sensing, cartographic and descriptive materials. The technological component is GIS, which allows processing of initial information at different scale and time levels and solving special problems of cartographic modeling of mudflow hazard. The questions of the content of the complex of maps of mudflow danger at different scale levels are considered. Samples of different-scale maps of mudflow hazard are presented.

*mudflow hazard, GIS-mapping of mudflows*

### Введение

Цель картографо-космического мониторинга селевой опасности – контроль факторов, проявлений и динамики селевых процессов на основе картографических методов исследований с использованием материалов дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) с целью проведения оперативных мероприятий по предупреждению



чрезвычайных ситуаций, связанных со ходом селей или снижению наносимого ими ущерба.

Задачи мониторинга:

- ведение баз данных (карт, материалов ДЗЗ, цифровых моделей рельефа, данных натуральных наблюдений);
- анализ факторов и условий схода селей;
- создание карт селевой опасности;
- оценка последствий селей;
- выработка рекомендаций для принятия управленческих решений;
- прогноз селей.

Объектом наших разработок стали принципы картографического моделирования селевой опасности гор Южной Сибири на основе геоинформационных технологий, которые многократно увеличивает возможности накопления, актуализации, обработки, передачи, тиражирования и управления информацией о селевых процессах.

Принципы ГИС-картографирования селей

Парадигма организации картографирования и мониторинга селей основывается на трех составляющих – методологической, информационной и технологической [Пластинин, Ступин, 2013; Пластинин и др., 2016; Ступин, 2017; Ступин, Пластинин, 2017; Ступин, Сыренов, 2016; Ступин и др., 2015, 2016, 2017].

Методологическая составляющая является теоретической основой ГИС-картографирования селевой опасности. В качестве таковой выступает концепция морфосистем и морфодинамического анализа земной поверхности, позволяющая выявить естественную делимость и динамическую иерархию рельефа и выполнить его картографирование на трех уровнях генерализации – морфоструктурном, бассейновом и склоновом [Ступин, 2009]. Региональное картографирование селеопасных морфосистем выполняется, в основном, на бассейновом уровне, так как именно бассейны организуют пространственную структуру селевой опасности, в них происходит накопление твердой составляющей будущих селей и распределение потоков талых и дождевых вод.

Информационная составляющая представляет собой систему сбора, систематизации и оперативного обновления баз специальных данных на основе оперативных материалов ДЗЗ, топографических и специальных карт, цифровых моделей рельефа, изыскательских и литературно справочных материалов. В ходе наших исследований использовались космические снимки, полученные фотографическими системами со спутников Ресурс-Ф, оптико-электронными сканерами со спутников Landsat и изображения с беспилотных летательных аппаратов. Эти данные позволили выявить и нанести на карты селеопасные бассейны, склоны и русла, а также определить качественные и количественные характеристики селей. Для эффективного использования материалов ДЗЗ применительно к специфике региона были уточнены традиционные методики дешифрирования снимков.

Технологическая составляющая – специализированная ГИС, позволяющая выполнять обработку исходной информации на разных масштабных и временных уровнях и решать специальные задачи, связанные, например, с построением изолиний, вычислением производных характеристик поверхностей и гидрологических расчетов, построением дренажных сетей, моделированием их динамики и др.

### Сели региона

Под селевой опасностью понимают угрозу жизни людей и материальным ценностям вследствие схода селя. Она складывается из двух факторов – степени селевой активности и степени освоенности территории. В неосвоенных районах можно говорить лишь о потенциальной селевой опасности, степень которой определяется степенью селевой активности. Слабая заселенность обширных пространств гор Южной Сибири является причиной того, что большая ее часть долго оставалась в тени с точки зрения



селевой опасности, несмотря на многочисленные следы проявления селевой активности на этой территории за несколько сотен последних лет (селевые шлейфы, боковые валы и конуса выноса, повреждения на стволах уцелевших деревьев) [Рогозин, 1993; Ланердин и др, 2010; Макаров, 2012].

Повторяемость селей по дендрохронологическим данным составляет 4-8 лет для мелких селей и 16-30 лет для крупных, то есть, для крупных селей характерна редкая, а для мелких – средняя повторяемость [Ланердин, Тржцинский, 1977]. В то же время, последняя вспышка активности крупных катастрофических селей имела место в 1971 г., что является неблагоприятным признаком, так как чем дольше перерыв между сходом селей, тем они мощнее и опаснее.

Региональными особенностями селевой активности региона являются:

- климатические особенности;
- наличие многолетней мерзлоты;
- сейсмичность территории;
- сильная залесенность;
- особенности грунта.

Сели гор Южной Сибири относятся к зонально-дождевому классу, для которого характерен повсеместный характер распространения, систематический сход селей и постоянство путей их схода. Большое для Сибири количество осадков (1200-2000 мм/год) обеспечивает формирование достаточной жидкой составляющей селей. Массовый сход селей чаще всего вызывается затяжными дождями, особенно завершающимися ливнями, когда общая сумма осадков составляет 200 мм и более.

Большая часть территории региона находится в зоне многолетней мерзлоты. В настоящее время наблюдается тенденция к ее деградации, что проявляется в увеличении мощности деятельного слоя и в усилении его переувлажнения талыми водами, что способствует активизации селей в гольцах во вторую половину лета.

Рассматриваемый регион входит в Байкальскую рифтовую зону с интенсивностью землетрясений до 7-11 баллов. Сейсмические толчки зачастую служат спусковым механизмом схода сейсмогенных селей.

Со времени последней вспышки селевой активности в регионе старые селевые прочесы, а также поймы и острова заросли лесом. Очевидно, что твердая фаза селей при новой активизации будет древесно-грязекаменной с содержанием кустарниково-древесных остатков до половины от общего объема селевой массы, что вызовет формирование древесных завалов и запруд на реках с валообразным прорывом воды.

Сильно выветрелые раннепротерозойские породы хребтов и мощные рыхлые отложения котловин являются поставщиком твердых компонент селя, а горный рельеф способствует его накоплению в водосборных бассейнах в течение 4-5 лет.

Наиболее селеопасны горно-таежные и предгорные территории. Селевые потоки преимущественно водокаменные в западной части региона и грязекаменные – в восточной, где в предгорьях развиты глинистые отложения неогена. [Ланердин, Тржцинский, 1977].

В пределах бассейнов 2-го порядка (менее 200 км<sup>2</sup>) и, особенно, в пределах бассейнов 1-го порядка (менее 100 км<sup>2</sup>) концентрируются склоновые сели, которые по объему выносов обломочного материала следует относить к мелким (менее 10 тыс. м<sup>3</sup>).

Средний вынос обломочных масс долинных селей составляет 300-500 тысяч м<sup>3</sup> (крупные сели). Случаются и очень крупные сели. Так, при массовом сходе селей на южном берегу Байкала в 1962 и 1971 гг. в озеро было вынесено, соответственно, 3 и 8 млн. м<sup>3</sup> наносов. В результате схода серии селей 28.06.2014 года в районе села Аршан объем крупноглыбовой части селевого потока, достигшего поселка, составил 770 тыс. м<sup>3</sup>, а объем его глинисто-песчаного шлейфа более 1,5 млн. м<sup>3</sup> [Ланердин и др, 2014, 2016].

Обжитые территории приурочены к предгорьям, где располагаются конусы выноса долинных селей. Особенно селеопасными являются прибрежные территории озера Байкал от реки Култучная до реки Хара-Мурин. Источником селевой опасности являются бассейны водотоков северного макросклона хребта Хамар-Дабан. В зону риска попадают Транссибирская железная дорога, ЛЭП, федеральная автодорога Р-258

"Байкал" с мостовыми переходами через многочисленные горные реки, на конусах выноса которых расположены сельскохозяйственные земли, населенные пункты и промышленные объекты, самыми опасным из которых являются отстойники производственных отходов Байкальского целлюлозно-бумажного комбината (БЦБК).

### Полученные результаты

К основным картографируемым характеристикам селевой опасности относятся генезис, густота селевых русел, объем выносов, повторяемость, активность. Система отображения этих характеристик на всей серии карт обеспечивает преемственность масштабов картографирования и возможность сведения и сопоставления карт. Предусматривается создание традиционных [Перов, 1996] уровней системы селевых карт, составляемых с использованием ГИС.

1. Детальные (м-б 1:10 000 и крупнее) инженерно-проектные карты и схемы на отдельные действующие и потенциальные селевые бассейны. Предназначены для организации мер защиты и селевых стационаров

2. Крупномасштабные (м-б 1:25 000-1:50 000) проектные карты и схемы на селевые районы. Составляются при планировании мер защиты и мониторинга селей. Основа содержания – морфология селевых бассейнов и потоков.

3. Среднемасштабные (м-б 1:200 000-1:500 000) оценочные карты и схемы на отдельные регионы. Отображают типологию селевых бассейнов и являются основой кадастров и баз данных селевой опасности.

4. Мелкомасштабные (м-б 1:1 000 000 и мельче) – это обзорные научно-справочные карты и схемы государств, материков и мира. Отображают господствующие генетические типы селей и степень селевой активности.

На рис. 1 представлена детальная карта элементарного селевого бассейна, в котором зародился самый крупный селевой поток из серии аршанских селей 28.06.2014.

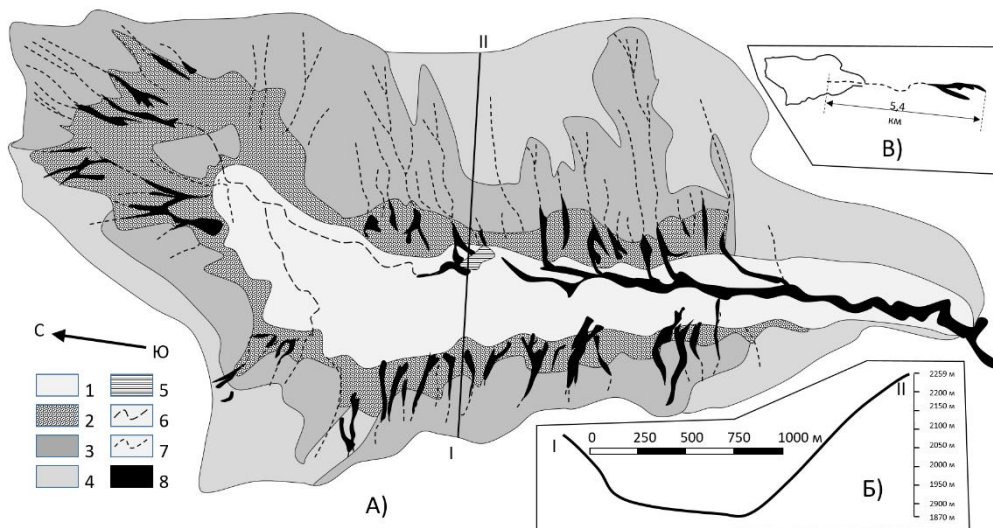


Рис. 1. А) Элементарный селеопасный бассейн: 1 – днище реликтового кара, покрытое донной мореной, 2 – подгорные шлейфы, 3 – скальные гравитационные склоны, 4 – денудационные склоны, покрытые чехлом рыхлых отложений, 5 – озера, 6 – русла временных водотоков, 7 – эрозионные борозды, 8 – свежие склоновые сели. Б) Поперечный профиль по линии I-II. В) Тот же бассейн, русло и конус выноса селя.

На крупномасштабной карте серии аршанских селей показаны структурные линии, бассейновые и склоновые системы (с их генетико-динамическими характеристиками), селевые русла, конуса выноса водо-каменных и шлейфы грязевых отложений (рис. 2). Крайний справа сель зародился в элементарном бассейне, представленном на рис. 1.

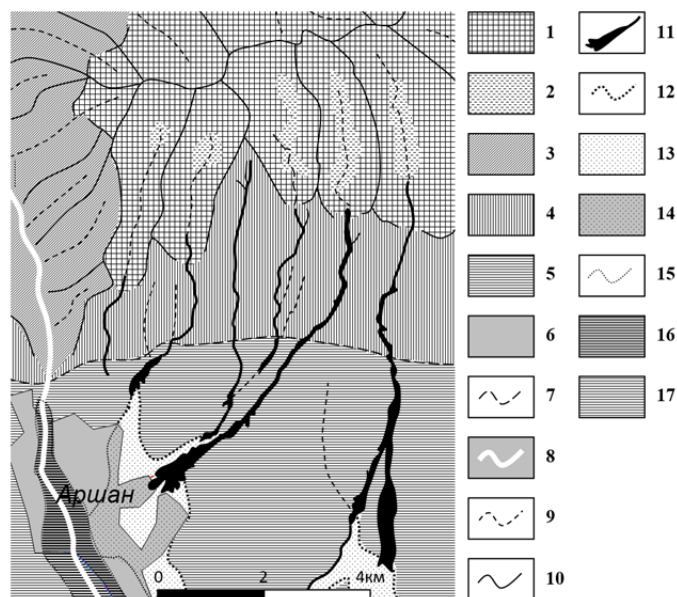


Рис. 2. Серия аршанских селей. 1 – скальные склоны каров и трогов с развитием осыпей, обвалов и линейной эрозии; 2 – поверхности морен с процессами крипа и солифлюкция; 3 – склоны с чехлом глыбово-щебнистых отложений и развитием линейной эрозии и крипа; 4 – склоны фасет Тункинского сброса, с чехлом глыбово-щебнистых отложений и развитием линейной эрозии, крипа, оползней и осыпей; 5 – склоны подгорного шлейфа, сложенные глыбово-щебнистыми отложениями с развитием пролювиальной аккумуляции и крипа; 6 – п. Аршан; 7 – линия Тункинского сброса; 8 – русло р. Кынгарга; 9 – тальвеги временных водотоков; 10 – границы водосборных бассейнов; 11 – селевые русла и конуса выноса; 12 – границы селевых грязевых отложений; 13 – шлейф селевых грязевых отложений; 14 – то же в п. Аршан; 15 – границы паводка на р. Кынгарга; 16 – подтопленные территории п. Аршан; 17 – то же вне поселка.

Особого внимания заслуживает селевая опасность, исходящая из бассейнов небольших речек Большая и Малая Осиновка, впадающих в оз. Байкал восточнее г. Байкальска и несущие угрозу разрушения отстойников и выноса ядовитых отходов в озеро. Крупномасштабная арта рассматриваемой территории приведена на рис. 3.

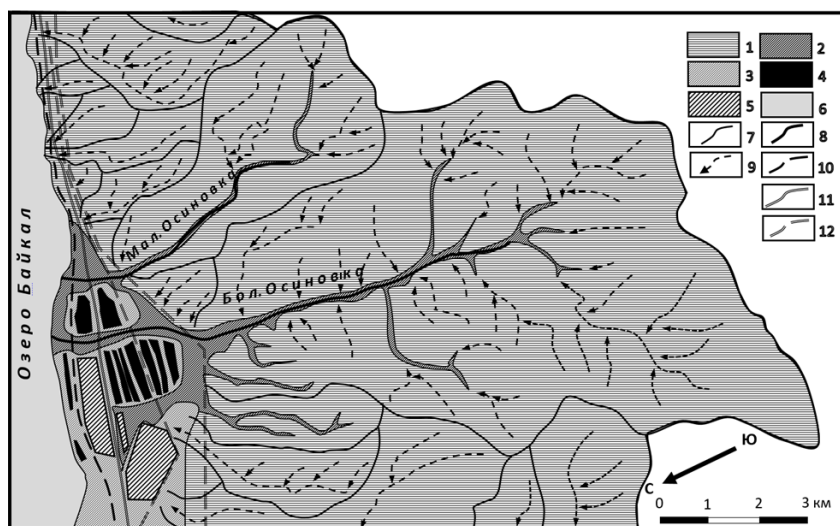


Рис. 3. Карта селевой опасности зоны окрестностей БЦБК. 1 – денудационные горно-таежные склоны хр. Хамар-Дабан, 2 – низкие поймы, зона высокой селеопасности, 3 – первая терраса, зона умеренной селеопасности, 4 – отстойники, 5 – селитебные территории, 6 – акватория оз. Байкал, 7 – границы бассейнов, 8 – селеопасные русла постоянных водотоков, 9 – селеопасные русла временных водотоков, 10 – транссибирская железная дорога, 11 – федеральная автодорога, 12 – ЛЭП.



Среднемасштабное картографирование реализовано на территорию части южного макросклона хр. Тункинские Гольцы, расположенного между главным водоразделом одноименного хребта и его подошвой, на которую открываются выходы (талъвеги) его бассейновых подсистем и опираются базальные фасы Тункинского сброса. Порядок водотоков, образующих эти бассейновые системы, варьирует в пределах I-IV, однако на составленной карте показаны только водоразделы и талъвеги тех бассейнов, которые непосредственно опираются на подошву хребта, без отображения осложняющих их дочерних бассейнов. Кроме того, на карту нанесены сели исторического (100-150 лет) времени, выявленные по снимкам по светлым полосам селевых протечек (рис. 4).

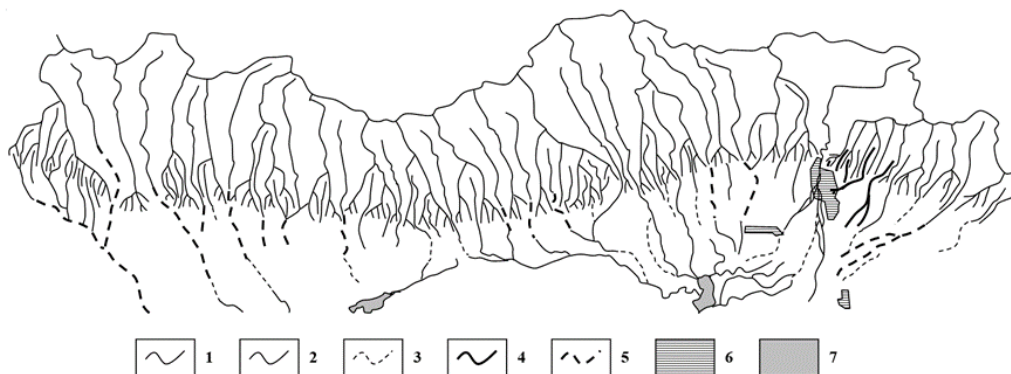


Рис. 4. Селевая пораженность части южного макросклона хр. Тункинские Гольцы: 1 – границы водосборных бассейнов; 2 – талъвеги постоянных водотоков; 3 – талъвеги временных и исчезающих (подповерхностных) водотоков; 4 – серия селей 28.06.2014; 5 – сели исторического времени; 6 – селитебные территории; 7 – озера.

Другим примером среднемасштабного картографирования селевой опасности служит карта селевых проявлений Южного Байкала, на которой отображены бассейновые в пределах северного макросклона хр. Хамар-Дабан. На карте показаны только бассейны, опирающиеся на урез Байкала. Также на карту нанесены селевые очаги, селевые русла, селевые шлейфы и конуса выноса, местоположение которых выявлено по материалам ДЗЗ и полевым данным. Кроме того, на карте показаны талъвеги водотоков, опирающихся на урез Байкала, населенные пункты, федеральная трасса Р-258 и Транссибирская железнодорожная магистраль.

На карте отражено районирование селевой опасности по трем степеням: сильной, средней и слабой. Наиболее опасные участки приурочены к малым бассейнам хребта, умеренно пораженные – к средним, а слабо пораженные – к крупным. Слабая пораженность селами характерна для Култукско-Быстринской междувпадинной перемычки, где энергия рельефа невелика (рис. 5).

### Заключение

Рассмотренная открытая система картографирования селевой опасности создается как основа для мониторинга селевой опасности и создания электронного регионального селевого кадастра, содержащего все систематизированные сведения о селевых бассейнах, и прошедших селях, в целях дальнейших научных исследований, моделирования и прогноза селей, разработке мер защиты населения, оперативной оценки схода селей и принятия управленческих решений.

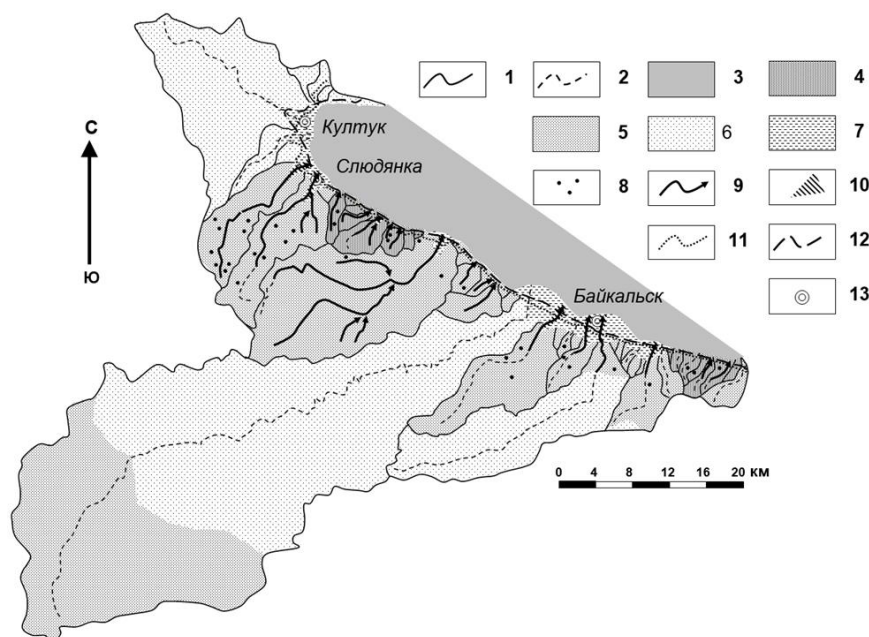


Рис. 5. – Селевая опасность Южного Прибайкалья. 1 – границы бассейнов 2 – тальвеги, опирающиеся на урез Байкала; 3 – акватория Байкала; Пораженность селями: 4 – сильная; 5 – средняя; 6 – слабая; 7 – зона селевой аккумуляции; 8 – селевые очаги; 9 – селевые русла; 10 – селевые шлейфы; 11 – автодорога; 12 – железная дорога; 13 – населенные пункты.

### Список литературы

- Лапердин В.К., Тржцинский Ю.Б. (1977). Экзогенные геологические процессы и сели Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 103 с.
- Лапердин В.К., Имаев В.С., Верхозин И.И., Качура Р.А., Имаева Л.П. (2011). Опасные геологические процессы на юге Якутии и сопредельных территориях. Иркутск, Институт земной коры СО РАН, 240 с.
- Лапердин В.К., Качура Р.А. (2010). Геодинамика опасных процессов в зонах природно-техногенных комплексов Восточной Сибири. Иркутск, Институт земной коры СО РАН, 312 с.
- Лапердин В.К., Леви К.Г., Лехатинов А.М., Кадетова А.В., Пеллинен В.А., Рыбченко А.А. (2014). Причины и последствия катастрофических селевых потоков 28 июня 2014 г. в окрестностях пос. Аршан, Республика Бурятия. *Geodynamics & Tectonophysics*, 5(3): 799-816.
- Лапердин В.К., Леви К.Г., Имаев В.С., Молочный В.Г. (2016). Опасные геологические процессы Юго-Западном Прибайкалье. Иркутск, Институт земной коры СО РАН, 206 с.
- Макаров С.А. (2012). Сели Прибайкалья. Иркутск, Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 111 с.
- Перов В.Ф. (1996). Селевые явления: Терминологический словарь. М., Изд-во Московского ун-та, 46 с.
- Пластинин Л.А., Ступин В.П. (2013). Морфосистемное картографирование экзогенных геологических процессов Байкальской горной страны. *Геодезия и картография*, 10: 17–21.
- Пластинин Л.А., Ступин В.П., Олзоев Б.Н., Сыренов Д.Г. (2016). Дистанционный мониторинг и картографирование селевой опасности Южного Прибайкалья. В кн.: Селевые потоки: катастрофы, риск, прогноз, защита. Материалы IV Междунар. конференции. Иркутск, Институт земной коры СО РАН, 203-207.
- Рогозин А.А. (1993). Береговая зона Байкала и Хубсугула (морфология, динамика и история развития). Новосибирск, Наука, Сиб. отделение, 168 с.
- Ступин В.П. (2009). Картографирование морфосистем. Иркутск, Изд-во ИрГТУ, 160 с.
- Ступин В.П. (2017). Геоинформационное системное картографирование селевой опасности гор Южного Прибайкалья (Россия) и Прихубсугулья (Монголия). В кн.: Материалы 3-й межд. конф. «Специфика территориальных и природных условий социально-экономического развития страны». Улан-Батор, Монгольский гос. университет, II: 316-324.
- Ступин В.П., Пластинин Л.А. (2017). Концепция морфосистем как методологическая основа картографирования селевой опасности. В кн.: Интерэкспо Гео-Сибирь-2017 «Раннее



- предупреждение и управление в кризисных ситуациях в эпоху «больших данных». Новосибирск, СГУГиТ, 7: 43-48.
- Ступин В.П., Пластинин Л.А., Олзоев Б.Н. (2017). Новые принципы и приемы системного картографирования селевой опасности Южного Прибайкалья с использованием ГИС и ДЗЗ из космоса. В кн.: От карты прошлого – к карте будущего. Пермь, Пермский гос. нац. исслед. университет, 2: 184-195.
- Ступин В.П., Пластинин Л.А., Олзоев Б.Н., Котельникова Н.В. (2015). Геоинформационное картографирование селевых процессов Южного Прибайкалья. В кн.: Материалы 15 совещания географов Сибири и Дальнего Востока. Иркутск, Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 520-522.
- Ступин В.П., Сыренов Д.Г. (2016). Картографирование селевой опасности Южного Прибайкалья на основе концепции бассейновых морфосистем. В кн.: Интерэкспо Гео-Сибирь-2016 «Раннее предупреждение и управление в кризисных ситуациях в эпоху «больших данных». Новосибирск, СГУГиТ, 27-31.



## Климатология селеформирующих дождей на Кавказе: гипотезы и факты

**Е.А. Таланов**

*Казахский национальный университет им. аль-Фараби, Алматы, Казахстан,  
teage@mail.ru*

Изменение регионального климата и оценка степени его влияния на статистическую структуру полей суточных сумм жидких осадков вызывает научно-прикладной интерес, особенно для условий горного рельефа (где формируются селевые потоки при скудной информации гидрометеорологических наблюдений). Выявленные пространственно-временные закономерности распределения суточных сумм жидких осадков позволили объективно оценить степень селевой опасности Закавказья и Дагестана (М 1:1000000). Проверка на стационарность статистических параметров суточных осадков позволит оценить и при необходимости скорректировать модельные расчеты максимальных расходов паводков и селевых потоков редкой повторяемости.

*статистические параметры, суточные осадки, закономерности, дождь, сель*

## Climatology of debris-flow forming precipitation in Caucasus: hypotheses and facts

**Ye.A. Talanov**

*Al-Farabi Kazakh National University, Almaty, Kazakhstan, teage@mail.ru*

The change in regional climate and assessment of the degree of its influence on the statistical structure of daily total liquid precipitation is of great interest for applied science, especially for mountain relief conditions (where debris flows are formed with scant information of hydrometeorological observations). The revealed spatio-temporal patterns in the distribution of daily total liquid precipitation made it possible to objectively assess the degree of debris flows hazard of Transcaucasia and Dagestan (M 1: 1000000). The test for stationarity of daily precipitation statistical parameters will make it possible to estimate and, if necessary, to correct the model calculations of the maximum flow rates of floods and debris flows of rare frequency.

*statistical parameters, daily precipitation, regularities, rain, debris flow*

### Введение

Ранее выполненные исследования «Разработать научно-технические основы прогноза селей и защиты от них» (1980-1985 гг.) [Отчет о НИИР, 1985] позволили обобщить характеристики дождей за период 1951-1975 гг., включая данные 119 станций (Северный Кавказ – Россия), 335 (Грузия), 259 (Азербайджан), 190 (Армения). Были получены следующие результаты:

1) Выявлено влияние высоты местности на количество жидких осадков различной обеспеченности ( $H_p\%$ , мм/сут) и среднего числа дней с дождем при слое осадков 1 мм и более;



2) На единой методической основе (обоснован переход от эмпирической функции показательного вида к параметрам кривой распределения Пирсона III типа) рассчитаны параметры 23 кривых вертикального распределения  $H_{p=1\%}$  для типичных участков склонов Большого и Малого Кавказа;

3) Установлено господствующее направление влагонесущих потоков воздуха, при котором выпадает наибольшее суточное количество осадков 1% обеспеченности: при юго-западном потоке выпадают осадки  $H_{p=1\%}=240$  мм на склонах Большого Кавказа, а при юго-восточном переносе –  $H_{p=1\%}=300$  мм на склонах Малого Кавказа. На южном склоне Большого Кавказа выпадает количество осадков ( $H_{p=1\%}$ ) в 2,0–2,5 раза больше, чем на северном;

4) В приморских районах наиболее четко прослеживается закономерность уменьшения величины суточных сумм жидких осадков ( $H_{p=1\%}$ , мм/сут) от увеличения расстояния до моря;

5) Тщательное изучение влияния рельефа местности на количество осадков позволило построить на географической основе (масштаб 1:1000000) систему изогет ( $H_{p=1\%}$ , мм/сут) для Кавказского региона.

В качестве основных факторов колебания климата рассматривают среднеширотный тип атмосферной циркуляции, полюс атмосферной циркуляции и солнечной активности. В условиях изменения климата приводятся аргументы и факты причин в пользу антропогенной природы. Средние многолетние климатические характеристики удовлетворяют далеко не всех потребителей. Необходимо знать масштабы и последовательность колебаний климата, как в прошлом, так на перспективу. На фоне описания трендовых составляющих в изменении климата важно установить, как влияют они на статистическую структуру полей ливневых осадков в горных районах. Экстремальный дождевой сток (паводок) может привести к возникновению катастрофического селя.

Ставится задача – обеспечить возможность генерации суточных значений метеорологических величин в заданных точках территории. К этим величинам относятся суточные суммы осадков, продолжительность их выпадения, средние сточные температуры и дефицит влажности воздуха. Весь комплект воспроизводимой метеорологической информации в вероятностном отношении должен быть адекватным природному. При решении задачи – выявления пространственно-временной структуры системы случайных метеорологических полей необходимо оставаться в рамках гауссовости и марковости. Дополнительные возможности дает использование гипотезы стационарности случайных полей.

От понимания гидрометеорологических процессов во многом будет зависеть разработка новых детерминированно-стохастических методов оценок и прогнозирования селей дождевого, а также гляциального происхождения.

### **Методологические аспекты оценки климатических показателей и их стационарность**

При статистическом подходе к изучению полей суточных сумм жидких осадков на горной территории мы исходим из следующих предпосылок:

а) Горы вызывают деформацию погодных систем синоптического масштаба, особенно фронтов, с помощью механизма динамических и термических факторов;

б) В определенном физико-географическом районе образование осадков в теплый период года и их распределение по интенсивности связано с некоторыми наиболее типичными формами циркуляции атмосферы;

в) Топография оказывает неоднозначное воздействие на пространственное распределение количества осадков;

г) Количество осадков (при суточной температуре воздуха  $\theta \geq 2^\circ\text{C}$  осадки относят к жидким, а при  $\theta < 2^\circ\text{C}$  – твердые осадки) существенно изменяется в пределах теплого



периода (апрель – октябрь) как по территории (с юга на север), так по высоте местности (от предгорья до высокогорья);

д) Суточные суммы осадков включают всю совокупность дождей без учета их классификации: морось, обложные и ливневые. За день с осадками принимается таковая, когда измеренное количество  $H \geq 1$  мм. Точка усечения эмпирических функций распределения  $H=1$  мм, а степень усечения принимается одинаковой и равной 0,55 [Виноградов, 1967, 1988].

Группированные вариационные ряды, после преобразования осадков  $x=(H+1)^{n(x)} \lg H$ , аппроксимированы функционально-нормальным распределением. Одновременно были рассчитаны ее параметры – математическое ожидание  $M(x)$ , среднее квадратическое отклонение  $S(x)$ , параметр  $n(x)$ , квантили  $H_{p1\%}$ , мм/сут (таблица 1).

На рисунке 1 показаны нормально распределенные величины  $u(p)$  функционально связанные с суточными суммами жидких осадков для некоторых метеостанций (МС), расположенных в различных климатических условиях Кавказа. Три из них расположены выше 2500 м: Бермамыт (№ 2), Мамисонский перевал (№ 7), Арагац высокогорная (№ 17). Параметр асимметричности распределения суточных осадков  $n(x)$  имеет значения в интервале 0,30–0,40 (высокогорный пояс), 0,23–0,36 (среднегорье).

На МС Местиа и Казбеги в мае – июне количество осадков превышает 200 мм/мес (рисунок 2 а, б), на МС Арагац (с) весной наибольшее количество осадков достигает 45–50 мм/мес (летом – всего 5–10 мм). Количество осадков за сутки повторяемостью 1 раз в 100 лет сопоставимы по величине со среднемесячными осадками или даже несколько их превышают.

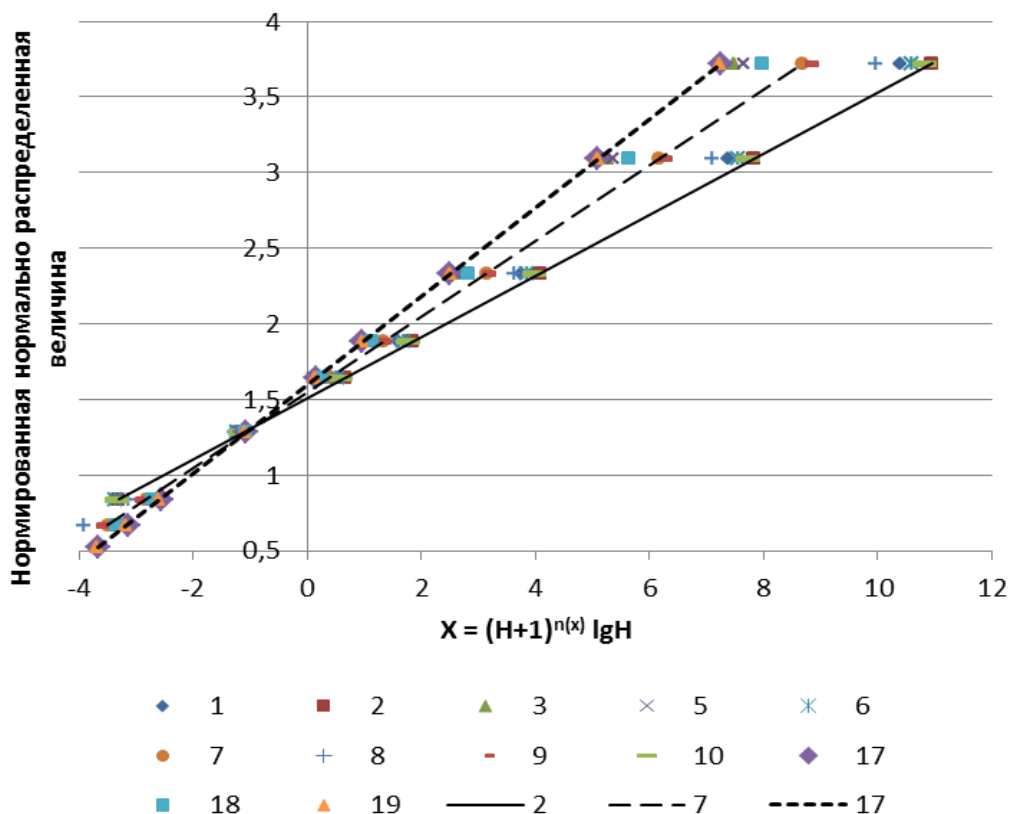


Рис. 1. Координаты функционально-нормального распределения преобразованных суточных сумм жидких осадков ( $H$ ) для МС (1–3, 5–10, 17–19 таблица 1) на Кавказе.



Таблица 1. Параметры функционально-нормального распределения суточных сумм осадков для дождемерных пунктов Кавказа.

№ п/п	Название пункта (№ по справочнику)	Высота, м	Период наблюдений	$m_1$ дни	$n(x)$	Слой осадков, мм/сут: Н <sub>p</sub> и наблюдаемый Н <sub>max</sub>				Параметры нормализации	
						p=10%	p=0,1%	P=1%	H <sub>max</sub>	M(x)	S(x)
Россия											
1	Клухорский Перевал (497)	2037	1950-1975	84,6	0,28	18,1	103,0	170,8	135	-7,40	4,78
2	Бермамыт (492)	2586	1935-1975	58,8	0,40	12,1	46,7	65,1	59	-7,46	4,95
3	Терскол, обсерватория	2146	1960-1975	71,0	0,27	11,0	57,0	89,5	85,9	-5,63	3,52
4	Усенги (561)	1870 <sup>x</sup>	1929-1975	58,1	0,28	10,5	51,0	76,8	70	-5,53	3,46
Грузия											
5	Крестовый перевал (57)	2395	1950-1975	69,1	0,23	13,6	84,7	140,0	90	-5,83	3,62
6	Гудаури (63)	2194	1887-1919, 1926-1975	81,1	0,33	15,2	70,3	109,0	100	-7,42	4,84
7	Мамисонский перевал (25)	2854	1933-1975	44,2	0,37	9,8	38,5	52,3	45	-6,16	3,99
8	Шови (24)	1507	1928-1975	83,2	0,36	12,3	51,2	77,0	89	-6,96	4,55
9	Геби (17)	1380	1928-1975	77,7	0,28	13,8	72,5	118,0	129	-6,40	4,08
10	Уцера (34)	981	1958-1975	80,0	0,36	13,8	58,9	89,0	85	-7,48	4,92
11	Они (42)	788	1930-1975	85,9	0,33	12,0	53,5	82,4	79	-6,50	4,20
12	Амбролаури, ГМС (55)	544	1935-1975	85,3	0,42	13,5	49,9	72,2	77	-8,25	5,53
13	Алпана (48)	366	1962-1975	86,6	0,34	15,2	70,0	107,6	83	-7,64	5,01
14	Цхакая, агро (109)	40	1926-1933, 1936-1975	119,6	0,34	20,5	100,0	163,0	223	-9,08	6,05
15	Самтредиа (123)	28	1923-1975	110,7	0,31	16,9	85,3	135,9	111	-7,58	4,94
16	Сакочакидзе (117)	7	1954-1975	111,0	0,28	20,7	123,1	211,0	178	-7,95	5,18
Армения											
17	Арагац высокогорная (75)	3229	1929-1975	30,2	0,30	9,5	43,2	58,7	54	-5,42	3,40
18	Арагац (76)	1960	1951-1975	59,3	0,32	10,2	45,2	65,9	56	-5,83	3,71
19	Апаран (60)	1891	1935-1975	68,3	0,28	10,1	49,6	76,4	78	-5,46	3,41
20	Артик (57)	1750	1934-1975	67,4	0,28	9,0	41,4	62,9	51	-5,07	3,14
21	Арагац, ж.д. (94)	1254	1932-1975	50,5	0,22	7,2	36,8	56,1	64	-4,25	2,50

Примечание. Функция преобразования суточных осадков  $x=(H+1)^{n(x)}lgH$ .

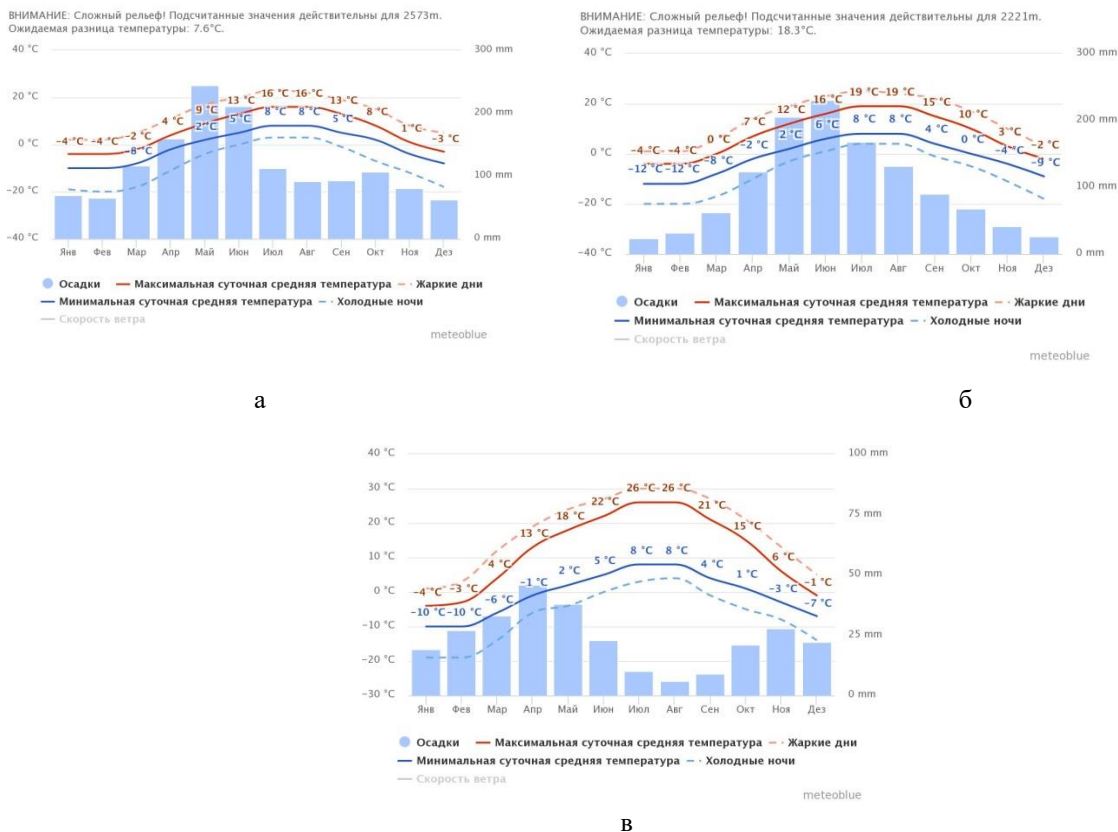


Рис. 2. Климатические характеристики (средняя суточная температура воздуха и осадки) за 30 лет для МС Местиа (а), Казбеги (б), Арагац (в).

<https://www.meteoblue.com/ru/погода/прогноз/modelclimate/>

Среднее количество дней с осадками (за май-сентябрь 1985-2015 гг.) составляет 110,7 и 109,8 (МС Местиа и Казбеги), что на 30% выше по сравнению с данными (1951-1975 гг.). На высотах более 2500 м количество дождливых дней увеличилось, примерно, на 10%. Многие исследования указывают на то, что селевые паводки ливневого происхождения, как правило, наблюдались при высоком положении снеговой линии, что характеризует высотное положение нулевой изотермы над горным районом.

### Закономерность распределения суточных сумм жидких осадков по высотным зонам

Распределение суточных сумм жидких осадков по высоте местности хорошо аппроксимируется выражением [Таланов, 1984]:

$$H_z = Ah^n e^{-ch}, \tag{1}$$

где  $H_z$  – количество осадков на высоте метеостанции,  $h=Z/Z_0$  – отношения абсолютной высоты местности ( $Z$ ) к масштабному параметру ( $Z_0$ ),  $A$ ,  $n$ ,  $c$  – эмпирические коэффициенты. Дано обоснование перевода уравнения (1) в функцию Пирсона III типа ( $C_8=2C_v$ ,  $b=1$ ):

$$\varphi(z) = \varphi(h) \frac{dh}{dz} = \frac{\alpha^\nu}{\Gamma(\nu)} z^{\nu-1} \exp[-\alpha z], z > 0, \tag{2}$$

где  $h = \alpha Z^b$  ( $b=1$ ), параметры  $\alpha$  и  $\nu$  – любые положительные числа,  $\Gamma(\nu)$  – гамма-функция.





Центр гамма-распределения можно определить по формуле:

$$\bar{z} = \frac{\vartheta}{\alpha}. \quad (3)$$

Гамма-распределение имеет один максимум в точке (при  $\nu > 1$ ):

$$z^m = \frac{\vartheta-1}{\alpha}, \quad (4)$$

и при  $\nu < 1$  функция убывает в интервале  $0 \div \infty$ .

Среднее квадратическое отклонение переменного значения  $Z$  определяется по формуле:

$$\delta(z) = \sqrt{\frac{\vartheta}{\alpha^2}}, \quad (5)$$

$$\text{а коэффициент вариации} - C_v(z) = \frac{\delta(z)}{\bar{z}} = \sqrt{\frac{1}{\vartheta}}. \quad (6)$$

Величина параметра дождливости на определенной высоте ( $Z$ ) склона хребта может быть рассчитана по выражению [Таланов, 1984]:

$$H_z = H_0 \varphi(z) = H_0 \frac{\alpha^\vartheta}{\Gamma(\vartheta)} Z^{\vartheta-1} \exp(-\alpha z), \quad (7)$$

где  $H_0$  – максимально возможное значение параметра дождливости, которое обеспечивает условие однородности поля осадков в пределах всего склона.

В этом случае предполагается неравномерное распределение значений высотных отметок местности по величине параметра дождливости, а поэтому плотность распределения их вероятностей непостоянная в заданном интервале высот. Параметры  $\nu$ ,  $\alpha$ ,  $H_0$  определяются по данным наблюдений за осадками, используя следующие соотношения:

$$n = \vartheta - 1; \alpha = \frac{c}{z_0}; A \left(\frac{1}{z_0}\right)^n = H_0 \frac{\alpha^\vartheta}{\Gamma(\vartheta)}. \quad (8)$$

По данным осадкомерных пунктов, расположенных в бассейне р. Риони, определено уравнение криволинейной связи между величиной суточных сумм осадков 1%-ной обеспеченности ( $H_{1\%}$ , мм/сут) и высотой местности ( $Z$ , м):

$$H_{1\%} = 1238 h^{1,23} \exp(-3,29 h) \text{ при } Z_0=3100 \text{ м.}$$

На Кавказе среднее положение климатической снеговой линии не одинаково по высоте: на Западном Кавказе она находится на высоте 2900 м, в Центральной его части – 3500 м и в Восточной – 3800 м. Для Большого Кавказа была принята постоянная величина  $c=3,29$ . Рассчитаны величины параметра  $\alpha$  (таблица 2): 1,13 (для Западного Кавказа), 0,94 (Центрального) и 1,26 (Восточного).

В результате обобщения величин  $H_{1\%}$  было установлено, что модальные их значения приходятся на интервалы высот: 1100–1500 м (южный склон Большого Кавказа) и 1300–1800 м для склонов северной экспозиции (рисунок 3).

По данным осадкомерных пунктов в районе горы Арагац определены коэффициенты уравнения кривой связи между величинами  $H_{1\%}$ , (мм/сут) и относительной высотой местности, т.е.

$$H_{1\%} = 2970 h^{2,27} \exp(-4,26 h) \text{ при } Z_0=4250 \text{ м.}$$



Таблица 2. Значения параметров функции (7) распределения величин суточных сумм жидких осадков, вероятностью превышения  $P$  ( $H_{1\%}$ , мм/сут), с учетом высоты местности ( $Z$ , км) на Кавказе [Отчет о НИР, 1985].

Район, (хребет, склон)	$(H_{1\%})_0$ , мм/км	$\nu$	$\alpha$	$(H_{1\%})^m$ , мм/сут	$Z^m$ , км	$\bar{Z}$ , км	$\sigma(z)$ , км	$C_v(z)$
<b>ГЛАВНЫЙ КAVKAZСКИЙ ХРЕБЕТ</b>								
Западный Кавказ. Бассейны рек:								
Белая и Лаба	413	2,47	1,13	145,4	1,30	2,18	1,23	0,64
Кубань	267	2,47	1,13	94,0	1,30	2,18	1,23	0,64
Мзымта	713	2,47	1,13	251,0	1,30	2,18	1,23	0,64
Кодори (верховье)	374	2,25	1,13	141,2	1,10	1,99	1,17	0,66
Хребты: Гагрский, Бзыбский, Абхазский, Кодорский*								
*	525	2,25	1,13	198,3	1,10	1,99	1,17	0,66
<b>Центральный Кавказ</b>								
Бассейны рек: Черека, Ардона, Терека, Сунджи*								
*	250	2,69	0,94	68,7	1,80	2,86	1,96	0,61
Хребты: Сванетский, Эгрисский, Лечхумский, Миулетский. Гудамаский*								
*	306	2,41	0,94	91,2	1,50	2,56	1,75	0,64
Крестовый перевал	594	2,41	0,94	177,0	1,50	2,56	1,75	0,64
<b>Восточный Кавказ</b>								
Бассейны рек: Андийского, Аварского, Казикумухского Койсу*								
*	262	2,89	1,26	91,7	1,50	2,29	1,07	0,59
Самур	220	2,89	1,26	77,0	1,50	2,29	1,07	0,59
Алазани (левые притоки)	596	2,39	1,26	240,0	1,10	1,89	0,97	0,65
Агричай, Геокчай, Пирсагата, Сумгаита	276	2,39	1,26	111,0	1,10	1,89	0,97	0,65
<b>МАЛЫЙ КAVKAZ</b>								
Хребет Месхетский:								
северо-западный склон	404	2,10	1,00	142,8	1,10	2,10	1,45	0,69
южный склон	307	2,10	1,00	108,5	1,10	2,10	1,45	0,69
Бассейны рек:								
Аджарисцкали	307	2,10	1,00	108,5	1,10	2,10	1,45	0,69
Кваблиани, Храми, Дебеды, Куры (верховье)	238	2,10	1,00	84,1	1,10	2,10	1,45	0,69
Гора Арагац	285	3,00	1,00	72,1	2,00	3,00	1,73	0,58
Хребты: Базумский, Памбакский, Гегамский, Варденисский*								
*	232	3,00	1,00	62,7	2,00	3,00	1,73	0,58
Муровдаг, Карабахский	255	2,10	1,00	90,1	1,10	2,10	1,45	0,69
Баргушатский, Мегринский, Зангезурский (СВ склон)	376	2,10	1,00	132,9	1,10	2,10	1,45	0,69
Зангезурский (ЮЗ склон)	136	2,10	1,00	48,1	1,10	2,10	1,45	0,69
Тальшские горы (ЮВ)	910	2,10	1,00	321,6	1,10	2,10	1,45	0,69
Бассейн р.Виляшчая	295	2,10	1,00	102,8	1,10	2,10	1,45	0,69

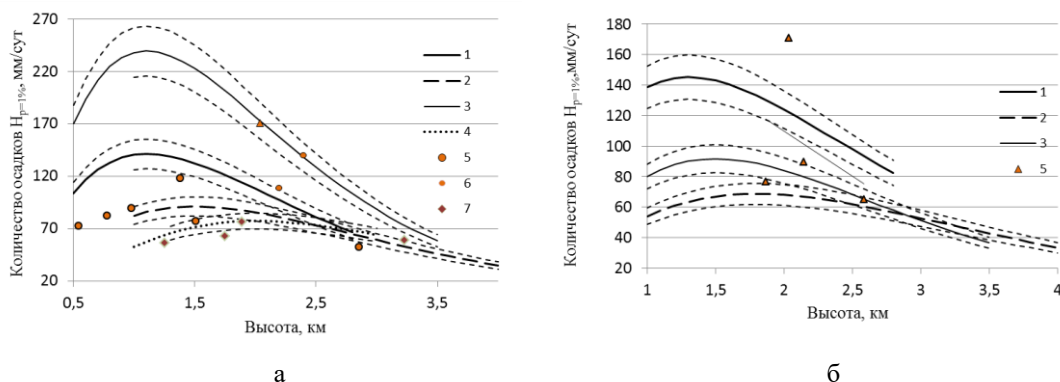


Рис. 3. Аппроксимирующие функции распределения высот местности по величине суточных сумм жидких осадков для склонов (экспозиция: а – южная; б – северная) хребтов Большого Кавказа (1 – западный; 2 – центральный; 3 – восточный) и Малого Кавказа (4). Границы доверительного интервала  $\pm 10\%$  (тонкий пунктир). Квантили ( $H_{1\%}$ , мм/сут) для МС (5–7) (см. таблицу 1).

Анализ показал, что максимум суточных сумм жидких осадков приходится на высоту 1100 м на внешних склонах хребтов Малого Кавказа, а во внутренних его районах  $Z^m=2000$  м (таблица 2). При высоких положениях нулевой изотермы в высокогорной зоне создаются благоприятные условия для выпадения интенсивных и продолжительных осадков вследствие распространения конвекции на более мощную зону по вертикали.

Результаты оценки параметров кривых распределения высот местности по величине суточных сумм жидких осадков ( $H_{1\%}$ , мм/сут) представлены в таблице 2. Распределение вероятностей (%) попадания значения  $H_{1\%}$  (мм/сут) в пределы определенных высотных зон при различной высоте нулевой изотермы приведены на рисунке 4. В интервале высот 1100–1900 м горные склоны орошаются дождями с вероятностью 26,4–27,3% (Западный Кавказ), 21,4–23,5% (Центральный), 27,2–28,3% (Восточный). В интервале высот 1900–2700 м горные склоны орошаются дождями с вероятностью 18,6–20,1%, 20,0%, 18,4–21,9% соответственно. В высокогорье (2700–3500 м) отмечается повсеместное уменьшение вероятности (до 10–15%) выпадения обильных осадков в жидком виде. По результатам исследования [Сейнова, 2001], формирование селей «возможно только при вторжении влагонесущей воздушной массы с нулевой изотермой выше 3500 м (что соответствует  $9^\circ\text{C}$  по данным метеостанции Терскол), когда осадки выпадают в жидкой фазе («теплый» ливень)».

В районе горы Арагац распределение вероятностей (%) попадания значения  $H_{1\%}$  в пределы определенных высотных зон при высоте нулевой изотермы 4250 м (рисунок 4) достигает 20% (1900–2700 м) и 16% (2700–3500 м). Изменчивость значений  $H_{1\%}$  находится в интервале 51–78 мм/сут (таблица 1).

На большей части горной территории Кавказа коэффициент изменчивости  $C_v(z)$  находится в интервале 0,58–0,69 (таблица 2).

### Особенности орографических осадков от экспозиции и открытости склонов

Господствующее направление влагонесущих потоков является юго-западное на Большом Кавказе и юго-восточное на Малом Кавказе (рисунок 4, вставка). Южные и юго-западные склоны Западного Кавказа, особенно прибрежные районы и предгорья, сильно увлажнены. Так, в верхней части бассейна р. Мзымта количество осадков  $H_{1\%}$  составляет 200–250 мм/сут [Карта, 1989]. Столь же высокие значения  $H_{1\%}$  наблюдаются на юго-западных склонах Восточного Кавказа, но на более ограниченной территории. На южных склонах Центрального Кавказа величина  $H_{1\%}$  не превышает 150–170 мм/сут. На внешних склонах хребтов Малого Кавказа наибольшее значение суточных сумм жидких



осадков  $H_{1\%}$  составляет 100 мм/сут. Лишь в западной части Малого Кавказа (бассейн р.Аджарисцкали) величина  $H_{1\%}$  повышается до 150 мм/сут, а в Талышских горах – до 200 мм/сут (на юго-востоке достигает 300 мм/сут) [Карта, 1989]. Во внутренних районах (бассейн р.Аракс) и в высокогорье величина  $H_{1\%}$  близка к 40–50 мм/сут.

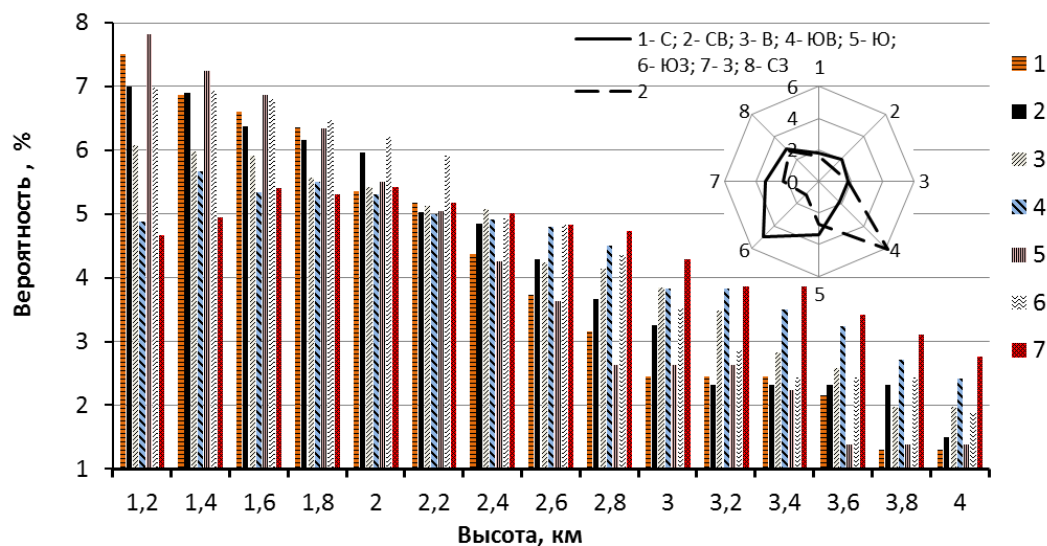


Рис. 4. Распределение вероятностей (%) попадания значения  $H_{1\%}$  (мм/сут) в пределы определенных высотных зон при высоте нулевой изотермы 2900 м (Западный Кавказ: 1- южный склон; 2-северный), 3500 м (Центральный: 3-южный; 4-северный), 3800 м (Восточный: 5-южный; 6-северный) и 4250 м (Малый Кавказ – 7). Вставка: Распределение количества осадков  $H_{1\%}$  (масштаб: 1 см = 50 мм/сут) по сторонам света (1-С; 2-СВ; 3-В; 4- ЮВ; 5- Ю; 6- ЮЗ; 7- З; 8-СЗ) на Большом (сплошная линия) и Малом (пунктир) Кавказе.

На территории Западной Грузии нами установлено, что кривая редукции суточных сумм жидких осадков ( $H_p\%$ ) в зависимости от расстояния ( $L$ , км) до береговой линии Черного моря, может быть аппроксимирована выражением вида:

$$H_L = H_0 \frac{\alpha^\vartheta}{\Gamma(\vartheta)} L^{\vartheta-1} \exp(-\alpha L), \text{ при } L > 0, \quad (9)$$

где обозначение параметров аналогично (7).

В качестве однородной информации приняты статистические параметры распределения суточных сумм жидких осадков для осадкомерных пунктов, расположенных в Колхидской низменности. При этом учитывалось их местоположение, указывающее на преобладающее влияние одного из факторов – высоты местности или удаленности по расстоянию от моря – на величину осадков. Максимальные значения статистических параметров наблюдаются, как правило, на побережье Черного моря. Определено уравнение криволинейной связи между величиной  $H_{1\%}$  и расстоянием до моря ( $L$ , км) в направлении с запада на восток [Отчет о НИР, 1985]:

$$H_{1\%} = 269,0 L^{-0,081} \exp(-0,0061 L). \quad (10)$$

На 160 километровом участке от моря, восстановленный расчетным путем горизонтальный профиль величины  $H_{1\%}$ , удовлетворительно согласуется с данными метеостанций (рисунок 5).

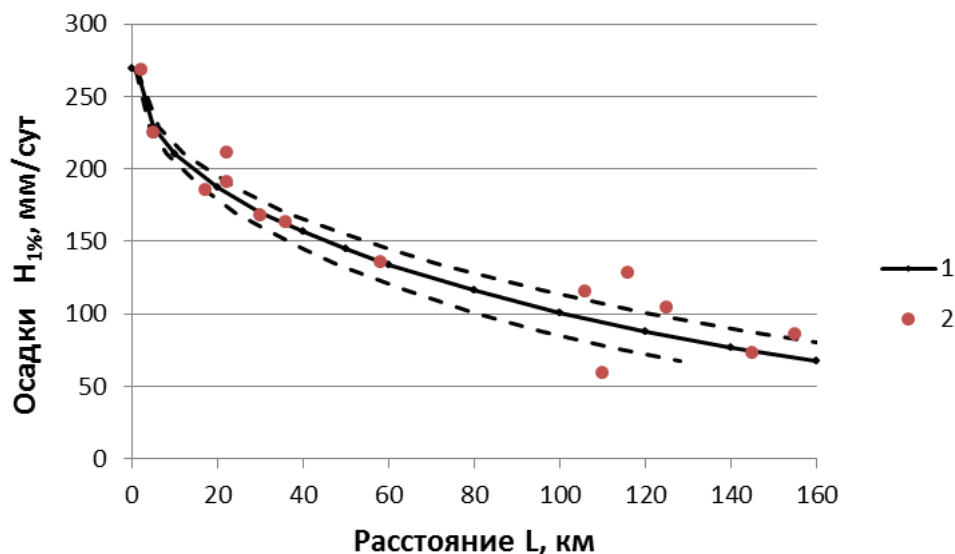


Рисунок 5. Редукция величин суточных сумм жидких осадков повторяемостью 1% ( $H_{1\%}$ , точки 2) в зависимости удаления от Черного моря (пунктир – доверительный интервал  $\pm 20\%$  для уравнения (10)).

Построенная система изолиний величины  $H_{1\%}$  на территории Кавказа [Карта, 1989] не противоречит фактическим данным количества осадков и основным закономерностям пространственного их распределения под влиянием рельефа местности.

### Выводы

1. Закономерности распределения суточных сумм жидких осадков по высотным зонам, полученные при статистическом анализе полей осадков независимо от формы циркуляции, сохраняются и при синоптической ситуации осадкообразования. При этом факт нарушения закономерности в пределах всего склона будет отмечаться тем реже, чем интенсивней процесс осадкообразования за счет орографического эффекта. С помощью выражения (7) возможно не только интерполировать, но и уверенно экстраполировать величину слоя осадков в высокогорные зоны, где практически отсутствуют пункты наблюдений. Возможности определения значений вероятности попадания максимальных суточных сумм осадков ( $H_p\%$ ) в пределы конкретных высотных зон (где водосборы селевых очагов) без учета и с учетом высотного положения нулевой изотермы могут быть использованы при разработке новых методов прогноза максимальных расходов дождевых паводков и критериев селеопасности.

2. Влияние рельефа количественно можно учесть в зависимости от высоты склонов, их ориентации и открытости склонов по отношению к влагонесущему потоку, горизонтальных масштабов возвышенности, общих условий увлажнения района, особенностей атмосферной циркуляции.

Выявлена редукция величин суточных сумм жидких осадков повторяемостью 1% ( $H_{1\%}$ , мм/сут) в зависимости удаления от Черного моря, которая характеризует степень влияния рельефа на процесс осадкообразования. Доля вклада орографической составляющей осадков ( $\eta = (H^m - H^n) / H^n$  100%, где количество осадков в зоне максимума  $H^m$  и на равнине при условии отсутствия или слабого влияния орографических факторов  $H^n$ ) составляет 300% (Западная Грузия), тогда как на южных склонах Большого Кавказа эта величина достигает 130–220%. Северные склоны Большого Кавказа получают всего лишь на 80–100% больше осадков за счет их орографической составляющей. Для Малого Кавказа величина  $\eta$  не превышает 115%



(гора Арагац). В Талышских горах, на склоне, обращенном к Каспийскому морю, наблюдается увеличение суточных осадков в 3 раза, но зона распространения наибольшего их количества ( $H_{1\%}$ ) очень мала.

3. Установленные пространственно-временные закономерности распределения суточных осадков позволяют, используя известные статистические параметры дождливости [Отчет о НИР, 1985; Виноградов, 1967, 1988; Карта, 1989; Таланов, 2004], моделировать условные поля осадков для конкретных синоптических ситуаций [Таланов, 1984, 2016] и учитывать полученные результаты при оценке степени селеопасности [Карта, 1989], при прогнозировании селевых явлений [Сейнова и др., 2001], включая социально-экономические риски [Таланов, 2008].

### Список литературы

- Виноградов Ю.Б. (1967). Вопросы гидрологии дождевых паводков на малых водосборах Средней Азии и Южного Казахстана. М., Гидрометеиздат, 262 с.
- Виноградов Ю.Б. (1988). Математическое моделирование процессов формирования стока. Л.: Гидрометеиздат, 312 с.
- Карта селевой опасности Закавказья и Дагестана (М 1:1000000) (1989). Под ред. Г.И. Херхеулидзе. Таланов Е.А. (макет спец. содержания – осадки). ГУГК СССР.
- Отчет о НИР «Разработать научно-технические основы прогноза селей и защиты от них» (1985). 1.12.01(3). Обобщение параметров распределения суточных сумм жидких осадков на горной территории СССР (заключительный). Части I и II (№ 81025347). Алма-Ата, 140 с.
- Сейнова И.Б., Золотарев Е.А. (2001). Ледники и сели Приэльбрусья. (Эволюция оледенения и селевой активности). М., Научный мир, 204 с.
- Таланов Е.А. (1984). Методика интерполяции и экстраполяции статистических параметров суточных сумм жидких осадков по высоте местности (на примере северного склона Заилийского Алатау). Селевые потоки, 8: 60-73.
- Таланов Е.А. (2004). Анализ репрезентативности вариационных рядов суточных сумм жидких осадков в различных физико-географических условиях. В кн.: Теоретические и прикладные проблемы географии на рубеже столетий: Материалы международной научно-практической конференции (Алматы, 8-9 июня 2004 г.). Под ред. Г.М.Джаналеевой. Алматы, Аркас. II: 131-135.
- Таланов Е.А. (2008). Селевой риск: теоретические основы и практическая значимость. Селевые потоки: катастрофы, риск, прогноз, защита. В кн.: Труды Международной конференции. Пятигорск, Россия, 22-29 сентября 2008 г. Отв. ред. С.С.Черноморец. Пятигорск, Институт «Севкавгипроводхоз», 74–77.
- Таланов Е.А. (2016). Технология краткосрочного вероятностного прогнозирования паводков и селевых потоков на основе прогноза количества осадков на 3 и 6 часов. В кн.: Селевые потоки: катастрофы, риск, прогноз, защита: Материалы IV Международной конференции (Россия, г. Иркутск – пос. Аршан (Республика Бурятия), 6-10 сентября 2016 г.). Иркутск, Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 229-234.



## **New verification of the groundwater and tectonic processes possible impact on a series of recent catastrophic floods and debris flows (2011-2017)**

**T.A. Trifonova<sup>1</sup>, D.V. Trifonov<sup>2</sup>, S.I. Abrakhin<sup>2</sup>, V.N. Koneshov<sup>3</sup>, A.V. Nikolaev<sup>3</sup>, S.M. Arakelian<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>*Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia, tatrifon@mail.ru*

<sup>2</sup>*Stoletovs Vladimir State University, Vladimir, Russia, arak@vlsu.ru*

<sup>3</sup>*Schmidt Institute of Physics of the Earth, RAS, Moscow, Russia, slavakoneshov@hotmail.com*

Traditionally torrential rains are considered as the main factor of flood/debris emergence. But with some examples of disastrous floods in absolutely different regions of the world the rough estimation of the water balance results in necessity to suggest a correct alternative hypothesis. In fact, the simplest model (taking into account precipitation, evaporation and soil permeability) clearly points out the significant discrepancy for several events between potentially accumulated and observed water masses. This observation pushes the idea that precipitation is necessary but not often sufficient factor for disastrous flood emergence and for the water flow budget. Thus, other available water source, i.e. groundwater, cannot be ignored. We discuss existing problems and basic principles for the concept, the evaluation of the sources and amounts for catastrophic floods, comparison of observations and measurements flood characteristics by analysis, as an example, for certain recent events over the world, in particular for 2011-2017 disastrous floods in Louisiana, Mississippi-river, Colorado-river (USA) et.al. The key part of the concept is connected with the impact of fractured bedrock, as the natural transport ways for groundwater contribution, on the water balance in the 3D-system of the river basin. Finally, we consider a possible role of tectonic stresses in the earth's crust on dynamics of the groundwater basin functioning. The analysis of its state for identification of significant factors in the formation of the water balance in mountain ranges shows that there are some controversial issues and policy challenges for forecasting of catastrophic/historical water events.

*catastrophic floods, groundwater, tectonic processes*

## **Новые данные влияния подземных вод и тектонических процессов на ряд недавних катастрофических наводнений и селей (2011-2017 годы)**

**Т.А. Трифонова<sup>1</sup>, Д.В. Трифонов<sup>2</sup>, С.И. Абрахин<sup>2</sup>, В.Н. Конешов<sup>3</sup>, А.В. Николаев<sup>3</sup>, С.М. Аракелян<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>*Московский государственный университет, Москва, Россия, tatrifon@mail.ru*

<sup>2</sup>*Владимирский государственный университет им. А.Г. и Н.Г. Столетовых, Владимир, Россия, arak@vlsu.ru*

<sup>3</sup>*Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия, slavakoneshov@hotmail.com*

Традиционно проливные дожди считаются основным фактором возникновения катастрофических наводнений и селей. Однако, во многих случаях этих катастрофических явлений, происходящих в разных регионах мира, даже простая оценка водного баланса приводит к необходимости более глубокого анализа



возможных причин появления больших водных масс в рамках некоторого альтернативного подхода. Действительно, общепринятая модель (с учетом осадков, испарения и проницаемости почв) часто указывает на существенное несоответствие для ряда этих событий между потенциально ожидаемыми и наблюдаемыми водными массами. Поэтому необходимо проанализировать другие возможные источники их возникновения с учетом реального бюджета распространяющихся потоков. Речь идет о выходящих на поверхность подземных водах. Мы обсуждаем существующие проблемы и базовые принципы данной концепции на основе анализа, например, некоторых недавних катастрофических наводнений, произошедших в 2011-2017 годах в штате Луизиана (США) в речном бассейне р. Миссисипи, на реке Колорадо (США) и др. Ключевая часть концепции связана с наличием системы трещин в горных породах как естественных путей транспортировки подземных вод на поверхность, обеспечивающих их вклад в общий водный баланс в единой 3D-системе речного бассейна. Резкая перестройка топологии такой трещиноватости, приводящая к выходу подземных вод, может быть связана с тектоническими напряжениями в земной коре в естественной динамике функционирования подземного водного бассейна, в т.ч. и в условиях землетрясений, даже происходящих на достаточном удалении от катастрофического события. Рассмотрение значимых факторов для механизма формирования общего водного баланса в речном бассейне при катастрофических/исторических водных событиях, которое проведено в настоящей статье, позволяет более точно решать задачи прогнозирования для данных явлений.

*катастрофические наводнения, подземные воды, тектонические процессы*

## Introduction

The principal goal of present paper is to discuss the existing uncertainty and discrepancy for the flood/debris water balance estimation in the area under heavy rain. The problem between, on the one hand, the theoretical approach and reasonable database due to rainfall going from atmosphere, and, on the other hand, the real surface water flow parameters practically measured by some methods and/or fixed by eye-witness is under study [Trifonova et al. 2014].

In [Trifonova et al., 2016] we discussed basic principles for the concept, including the evaluation of the sources and water budget for catastrophic floods in comparison of observed and measured flood characteristics, for 2015 disastrous floods in Louisiana, June 7-20, USA, and in Assam, August 22 – September 8, India, as examples. The simplest and conventional model for our water balance estimation has included certainly such main elements as precipitation, evaporation, soil permeability, calculated water mass, observed water mass.

The analysis and estimations, performed by us, show the greater (up to 75%) water mass discharge observed during the events than it could be expected from the rainfall process only in the area under study. The fact gives us the founding to take into account the groundwater possible contribution to the event [Trifonova et al., 2015, Trifonova et al., 2015].

The key part of the concept is determined by impact of fractured bedrock, as the natural transport/transit ways for groundwater/surface water, in the water balance for the river basin unified 3D-system [Trifonova et al. 2008]. We consider also possible role of tectonic stresses in the Earth's crust in the groundwater basin functioning in dynamics [Koneshov et al., 2017]. The reasons for that are, first, the pressure field variation in groundwater basin and, second, the modification of the crack-net itself by different factors occurring both suddenly and/or smoothly.

## Current problems and basic principles for the concept

Both the interaction process and the water exchange between the groundwater and surface water are very principal for flood development. But even using many hydrological



gauging stations for data collection and global early flood warning technologies (taking into account the space and/or radar monitoring) there is a big discrepancy between different models and real events, especially for a historical flash flood, e.g. [Revilla-Romero *et al.*, 2015]. In fact, for real water events they obtained (by hydrograph) that a peak flow of the flood occurs sometimes earlier than rainfall fields became maximum. Moreover, it has not been observed a direct correlation between precipitation and the groundwater dynamics during the storm events for both dry and wet seasons [Efstratiadis A., *et al.* 2014]. The conclusion from this study has a general meaning because the response of surface water and groundwater to meteorological factors are often not obvious.

### The numerical analysis model

We now determine budget of water pressure in aquifers required for groundwater exit on the Earth surface.

In accordance with observable catastrophic water flash discharge in the Krimsk-city event (July 07, 2012, Russia) we did following estimations (Fig. 1).

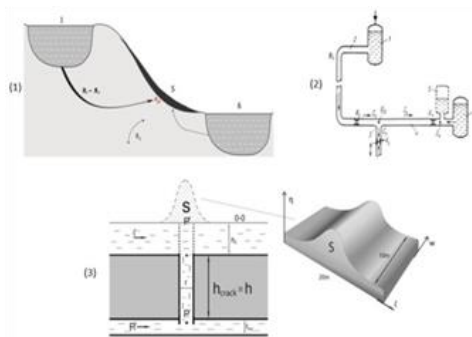


Fig. 1. Model of the fluid system and conditions of influence of deep (underground/ground) water on the formation of surface water flows: simple hydrodynamic (1) and equivalent hydraulic (2) schemes for a potentially dangerous areas; (3) the key parameters for calculation procedure to have a water exit phenomenon on the land surface (as a soliton object – S). All used parameters are clear from the picture

Our analysis shows that when  $h_{river} \equiv h_0 = 5$  m,  $R = 0.54$  m and for two values for definition of the aquifer depth (by the crack transportation system)  $h_{crack} = 12$  m (groundwater) and  $h_{crack} = 150$  m (deep horizon/artesian groundwater), we have the values in groundwater horizon  $P_2' = 64$  and 79 atm, respectively ( $P_{atm}$  taken as 1 atm).

Although these estimates are quite rough, because they contain many assumptions and idealizations (cf. [Trifonova *et al.*, 2014, Trifonova *et al.*, 2015]), but, however, they allow to establish the procedure of estimating the required pressure in the aquifer for the expected/observable mass of water/debris flow on surface from groundwater with the chosen parameters.

The approach results in reasonable model for nonlinear trigger process of the catastrophic water event with some principal aspects, e.g. development in time of a catastrophic water travelling front on surface. We carried out some universal computer simulation for the process. The picture gives multiple solitary destructive wave propagation during the catastrophic event [Trifonova *et al.*, 2014].

The conclusion from our study: the trigger mechanism (scenario 1) of a catastrophic event (occurred for the designated conditions) is realized at values  $P_{flash} \geq P_d' \sim 64$  atm or 79 atm.

As to spreading flood in terms of smooth replenishment of groundwater (scenario 2) for already formed a high water level (after his release and/or due to the accumulation of water masses from other sources, such as rainwater, into the channel/riverbed), the dynamics of its development can also be determined through additional recharge from groundwater reservoirs (localized in certain spatially-distributed areas over the riverbed).



These two scenarios probably may be associated, consequently, with the Krimsk-city flash flood event, July 06-07, 2012 (Russia) and with the Amur river long flood event, Aug.-Sept, 2013 (Russia/China).

We also carried out a modelling for duration of the water event in aspect of the question: which time is necessary for a water flow propagation along the river channel (cf. [Trifonova *et. al.* 2014]). Our results (in frame of the simulation model for water breakthrough) show that the process is developing very fast without a long time water standing in the area under flood even for a quite topography of surface land (e.g. Middle Russian Plane). The parameters of our analysis in dynamics by computer simulation for the event are used: momentary breaking down of artificial water reservoir with water body  $\sim 5 \cdot 10^6 \text{ m}^3$  and square water mirror  $\sim 1.5 \cdot 10^6 \text{ m}^2$  with water depth (in reservoir immediately near the dam border)  $\sim 15 \text{ m}$ . These conditions take place for a real water object in Vladimir region (Russia) on the river Sodyshka. The principal conclusion is that we have, in fact, a short time period event (but being complex with multiple local maximums of water front flow), and all consequences of the flood transit process (both a water running and a flood period) occur during the 8-16 hours only with a small area of spate in a wide well-developed river valley basin.

Thus, a long time flood, especially in mountain river basin, requires a more correct analysis, and cannot probably be explained without extra water sources being a groundwater exit on surface. In fact, e.g. in Moscow on June-July 2017 the extremely heavy rain occurs (historical for 150 years), but no flood is developed. Principal, that these fantastic water masses disappear during 1-2 hours over the river basin area without any long time consequences.

#### *Monitoring of both water mass in artesian wells and surface water/river discharge*

The coupling of groundwater and flood event is probably evident from the correlation between the level of water in artesian wells and the flood period development. In fact, according to the data [www.usgs.gov] our consideration shows that a sufficient correlation for discussed coupling is closed to 100 % with delay time  $\sim 13$  days between water state in wells and flood event on surface for the distance difference  $\sim 200 \text{ km}$  (has been recognized by existing of measured station dislocations). For quiet period (no flood) there are the natural cycles in time for coupling of water level in wells and the river discharge process (we determined the correlations  $\sim 75 \%$ ) – see division 2 below.

In this aspect we can introduce, as examples, two very principal facts, unfortunately, being out of the analysis in literature, but strongly supporting the groundwater impact on flood process.

First, for a Krimsk event, the Neberdzhay reservoir (water body  $7 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ , above the Krimsk-city) absolutely disappeared in next year without any water accident on surface, that may be associated with process of passing away the water mass from the land to groundwater horizon being vacant after previous catastrophic flood.

Second, two items for the Amur-river flood took place by the same reason, when (i) the water level in Lena-river was dramatically degraded simultaneously (in frame of conception for unified (space scale  $\sim 2000 \text{ km}$ ) groundwater basin for two great rivers) and (ii) the catastrophic fire accidents occurred in few months later on the territory being before as the Amur flood-river area. In this year (2017) probably by same reason we have a catastrophic fire problem in Europe after earlier flood seasons in previous years (the biggest one in 2013 – see Fig. 7 below in division 3).

### **Analysis for historical flood in Mississippi River basin (on May 2011)**

#### *General information and approach*

When we are talking about surface and groundwater interaction, and as result the contribution of this factor to catastrophic floods, it is necessary to recognize the correlation between several processes.

The principal of their:



- (1) river-discharge (the data was taken from [<https://waterdata.usgs.gov/nwis/sw>]);
- (2) precipitation level (the data was taken from [[www.ncdc.noaa.gov/cdo-web/](http://www.ncdc.noaa.gov/cdo-web/)]);
- (3) artesian water level in wells in some localized river basin areas (the data was taken from [<https://waterdata.usgs.gov/nwis/gw>]).

Especially, we must make a monitoring of their variations before, during and after the catastrophic water event in association with statistical data on the subject over nearby years. Next position, is to find out the reasons/mechanisms of such variations, and to determine the conditions when not only precipitation is a dominant factor in water balance estimation for the flood. Our hypothesis is that seismic activity may be important for the case under some specific conditions (see division 3 below).

We carried out an analysis on basis of this concept in Mississippi-river basin for the area in which necessary open access database was existed in both space and time (see Fig.2).

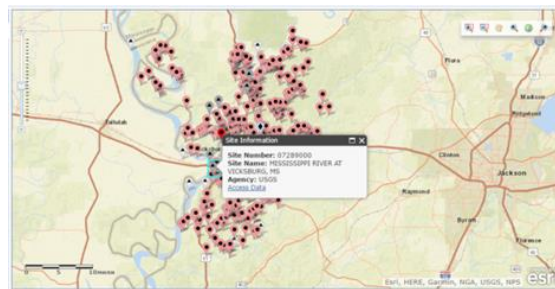


Fig.2. Displacement of artesian wells in the Mississippi River basin region near the catastrophic flood area on May, 2011.

Preliminary results obtained by us are following.

1. In quiet period (2014-2015) correlation coefficient  $K_{13}$  between two factors (1) and (3) is  $K_{13} = -0.74$  (anti-correlation process) that means that increase/decrease of river discharge is due to decrease/increase of the artesian water level. These natural cycles in time are reasonable for the river basin area functioning in equilibrium state.

2. When the flood occurred (April-June, 2011)  $K_{13} \sim -0.50$  for the measurements made «day by day». But with a shift over days in 13 days (before the different event day occurrence) we had for distance  $\sim 200$  km (according to station source localization of database collection) practically absolute correlation:  $K_{13} \sim -0.994$ , i.e. artesian water obviously results in the surface water discharge increase (the details see below in Table 2 and Fig.4).

Further, we will concentrate on this last event.

Let's now compare development of two factors (1) and (2) from January 1, 2011 to December 31, 2011. For correlation coefficient  $K_{12}$  («day by day») we had unexpected very small value  $K_{12} \sim 0.011$  (maximal discharge period was during the May, and exceeded the level, e.g. on February, in 7 times). As to correlation coefficient  $K_{23}$  its value was small as well,  $K_{23} \approx 0.060$ , but the level of groundwater didn't sufficiently vary during the whole of 2011 in contrast with precipitation intensity (for the same observed area of approximation). It means that precipitation doesn't directly impact immediately (we forget here about the different localization of the stations for the areas under measurements). To adjust the day shift parameter for the correlation coefficient improve we can increase and reach its values for two discussed cases, however not more than value  $\sim 0.7$ .

But all these conclusions are relatively problematic because, first, strongly depend on the averaging scale for available database. Second, the discharge parameter is determined not only by water mass itself but the velocity of flow in general. Third, the correlations between different processes strongly depend on the temporal shift in days for their (both natural and for modelling) when the events occur, and the comparison has made for observable and calculated subjects. Forth, the dislocation of the stations being a resource of the database cannot be controlled in the same areas under study.

More detailed consideration for historical flood (on May, 2011) in the area of Mississippi-river reduces to following.



The available dependences (over certain years) based on the data for groundwater (artesian wells) [<https://waterdata.usgs.gov/nwis/gw>] and river-discharge [<https://waterdata.usgs.gov/nwis/sw>] are shown in Fig. 3.

Geographic coordinates of information retrieval/measurements are following: for discharge in fixed area (a) station: NAD83 Warren County, Mississippi Latitude/Longitude: 32°18'54"/90°54'21"; for groundwater in two dislocated areas (b) station: Elliott 4 NW, Mississippi Latitude/Longitude: 33°41'57"/89°45'46" and (c) station: Orleans Parish, Louisiana Latitude/Longitude: 29°56'52"/90°02'01".

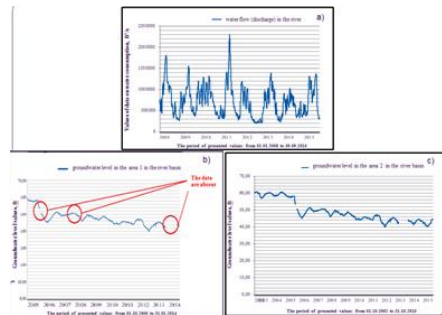


Fig. 3. Statistical data processing averaging over the days but for different years: daily statistics based on data for the level of groundwater in the two Mississippi-river basin areas (1 and 2).

As you can see, during the flood period (May, 2011) the groundwater level can decrease (Fig. 3, c) and increase (Fig. 3, b). Both these opposite cases may be reasonable due to, first, spatial and temporal delay because of different dislocation areas for observation stations and, second, concrete 3D-crack structure variation of the river basin in dynamics (by impact of different external factors) for water transit in such channels of the river basin.

#### *A modeling procedure*

The fragment of data for precipitation level and other parameters (being important for the analysis in general) are presented in Table 1 (from March 01 to June 30, 2011).

We used the basis parameters for statistical processing of the data reduced to ordinary characteristics:

- (i) the sample standard deviation

$$s_y = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (y_i - \hat{y})^2}{n-1}}, \quad (1)$$

where  $n$  – the sample size;  $\hat{y}$  – arithmetic average of a sets of number  $n$ , and

- (ii) the criterion of observation

$$I_i = \frac{|y_i - y_{i-1}|}{s_y}, \quad (2)$$

where index  $i$  indicates the number of observations, and limit value for sample size was determinate by the criterion for required accuracy (probability of first kind error  $\alpha$  is accepted as value  $\alpha = 0.05$ ). A mathematical model for forecasting of floods based on river basin data and has the following results.

Initial data for the mathematical model are: groundwater level, water flow rate and water flow in the Mississippi-river estimated by days with a shift in the dependence on time for the flood period on May, 2011. Determination of the dependence and the calculation results for correlation coefficient  $K_{13}$  are presented in Table 2 and in Fig. 4. They based on data for the Mississippi-river basin with a different shift over days between the groundwater level and the water flow rate (river-discharge) during the flooding on May 2011.



Table 1. Database for principal parameters (maximal flood days: May 16–19, 2011)

Year	Month	Day	Rain (inches)	Snow (inches)	Snow cover (inches)	All precipitation (snow+rain)	Discharge, cub. foots /s.	groundwater, foots
2011	3	1	0	0	0	0	727000	44,95
2011	3	2	0	0	0	0	795000	44,85
2011	3	3	0	0	0	0	852000	44,76
2011	3	4	0	0	0	0	900000	44,66
2011	3	5	0,38	0	0	0,38	947000	44,56
2011	3	6	0,65	0	0	0,65	988000	44,61
2011	3	7	0	0	0	0	1020000	44,62
2011	3	8	0	0	0	0	1050000	44,55
2011	3	9	2,19	0	0	2,19	1100000	44,48
2011	3	10	0,03	0	0	0,03	1140000	44,51
2011	3	11	0	0	0	0	1170000	44,51
2011	3	12	0	0	0	0	1190000	44,53
2011	3	13	0	0	0	0	1210000	44,54
2011	3	14	0	0	0	0	1230000	44,53
2011	3	15	0,81	0	0	0,81	1250000	44,55
2011	3	16	0	0	0	0	1260000	44,57
2011	3	17	0	0	0	0	1280000	44,60
2011	3	18	0	0	0	0	1300000	44,60
2011	3	19	0	0	0	0	1310000	44,62
2011	3	20	0	0	0	0	1330000	44,63
2011	3	21	0	0	0	0	1340000	44,63
2011	3	22	0	0	0	0	1350000	44,60
2011	3	23	0	0	0	0	1370000	44,56
2011	3	24	0	0	0	0	1390000	44,59
2011	3	25	0	0	0	0	1390000	44,58
2011	3	26	0,04	0	0	0,04	1400000	44,54
2011	3	27	0,6	0	0	0,6	1420000	44,54
2011	3	28	0,68	0	0	0,68	1420000	44,54
2011	3	29	0	0	0	0	1410000	44,47
2011	3	30	0,56	0	0	0,56	1410000	44,14
2011	3	31	0,01	0	0	0,01	1410000	44,27
2011	4	1	0,1	0	0	0,1	1400000	44,27
2011	4	2	0	0	0	0	1380000	44,29
2011	4	3	0	0	0	0	1350000	44,26
2011	4	4	0	0	0	0	1320000	44,19
2011	4	5	1,3	0	0	1,3	1310000	44,25
2011	4	6	0	0	0	0	1270000	44,23
2011	4	7	0	0	0	0	1220000	44,20
2011	4	8	0	0	0	0	1170000	44,17
2011	4	9	0	0	0	0	1140000	44,18
2011	4	10	0	0	0	0	1100000	44,18
2011	4	11	0	0	0	0	1060000	44,18
2011	4	12	0,43	0	0	0,43	1030000	44,26
2011	4	13	0	0	0	0	1010000	44,28
2011	4	14	0	0	0	0	991000	44,27
2011	4	15	0,75	0	0	0,75	980000	44,20
2011	4	16	0	0	0	0	983000	44,30
2011	4	17	0	0	0	0	992000	44,32
2011	4	18	0	0	0	0	1000000	44,27
2011	4	19	0	0	0	0	1010000	44,24
2011	4	20	2,25	0	0	2,25	1020000	44,24
2011	4	21	1,85	0	0	1,85	1050000	44,24
2011	4	22	0,27	0	0	0,27	1090000	44,21
2011	4	23	0	0	0	0	1130000	44,19
2011	4	24	0	0	0	0	1160000	44,17
2011	4	25	0	0	0	0	1200000	44,11
2011	4	26	0	0	0	0	1240000	44,05
2011	4	27	1,27	0	0	1,27	1290000	43,98
2011	4	28	0,68	0	0	0,68	1340000	44,11
2011	4	29	0	0	0	0	1390000	44,13



2011	4	30	0	0	0	0	1440000	44,09
2011	5	1	0	0	0	0	1490000	44,10
2011	5	2	0	0	0	0	1540000	44,07
2011	5	3	1,03	0	0	1,03	1590000	44,11
2011	5	4	0,11	0	0	0,11	1650000	44,10
2011	5	5	0	0	0	0	1700000	44,08
2011	5	6	0	0	0	0	1760000	44,06
2011	5	7	0	0	0	0	1820000	44,07
2011	5	8	0	0	0	0	1890000	44,06
2011	5	9	0	0	0	0	1960000	44,06
2011	5	10	0	0	0	0	2020000	44,12
2011	5	11	0	0	0	0	2080000	44,21
2011	5	12	0	0	0	0	2140000	44,30
2011	5	13	0,7	0	0	0,7	2200000	44,40
2011	5	14	1,15	0	0	1,15	2230000	44,48
2011	5	15	0	0	0	0	2270000	44,54
2011	5	16	0	0	0	0	2290000	44,57
2011	5	17	0	0	0	0	2310000	44,59
2011	5	18	0	0	0	0	2310000	44,61
2011	5	19	0	0	0	0	2280000	44,65
2011	5	20	0	0	0	0	2250000	44,70
2011	5	21	0,03	0	0	0,03	2230000	44,76
2011	5	22	0	0	0	0	2200000	44,83
2011	5	23	0	0	0	0	2150000	44,88
2011	5	24	0	0	0	0	2100000	44,93
2011	5	25	0	0	0	0	2050000	44,96
2011	5	26	1,13	0	0	1,13	2010000	45,00
2011	5	27	0	0	0	0	1970000	45,02
2011	5	28	0	0	0	0	1930000	45,06
2011	5	29	0	0	0	0	1880000	45,12
2011	5	30	0	0	0	0	1830000	45,18
2011	5	31	0	0	0	0	1780000	45,23
2011	6	1	0	0	0	0	1740000	45,27
2011	6	2	0	0	0	0	1690000	45,29
2011	6	3	0	0	0	0	1650000	45,35
2011	6	4	0	0	0	0	1610000	45,42
2011	6	5	0	0	0	0	1580000	45,49
2011	6	6	0	0	0	0	1540000	45,56
2011	6	7	0	0	0	0	1500000	45,64
2011	6	8	0	0	0	0	1470000	45,68
2011	6	9	0	0	0	0	1430000	45,72
2011	6	10	0	0	0	0	1390000	45,76
2011	6	11	0	0	0	0	1350000	45,80
2011	6	12	0	0	0	0	1310000	45,84
2011	6	13	0	0	0	0	1260000	45,88
2011	6	14	0,34	0	0	0,34	1210000	45,91
2011	6	15	0	0	0	0	1170000	45,94
2011	6	16	0	0	0	0	1130000	45,99
2011	6	17	0	0	0	0	1090000	46,02
2011	6	18	0	0	0	0	1040000	46,07
2011	6	19	0	0	0	0	1000000	46,13
2011	6	20	0	0	0	0	962000	46,18
2011	6	21	0	0	0	0	928000	46,24
2011	6	22	0,72	0	0	0,72	906000	46,29
2011	6	23	0,35	0	0	0,35	887000	46,34
2011	6	24	0	0	0	0	874000	46,37
2011	6	25	0,23	0	0	0,23	869000	46,41
2011	6	26	0	0	0	0	870000	46,45
2011	6	27	0	0	0	0	873000	46,49
2011	6	28	0	0	0	0	882000	46,51
2011	6	29	0,9	0	0	0,9	896000	46,50
2011	6	30	0	0	0	0	910000	46,51



Table 2. The values of correlation coefficient  $K_{13}$  vs shift over days (data of calculations on the basis of database) between groundwater and surface water (river-discharge). Maximal/optimal value of  $K_{13}$  is 12-14 days.

Shift over days	$K_{13}$ (Pierson coefficient)
1 day	0.1774149615
2 days	-0.025447488
3 days	-0.232827502
4 days	-0.428477257
5 days	-0.598739916
6 days	-0.735084072
7 days	-0.83667801
8 days	-0.905681037
9 days	-0.949485873
10 days	-0.97561582
11 days	-0.989395821
12 days	-0.994455935
13 days	-0.994245573
14 days	-0.991366622
15 days	-0.987680186
16 days	-0.983998092
17 days	-0.981016474
18 days	-0.97919583
19 days	-0.977515443
20 days	-0.975941175

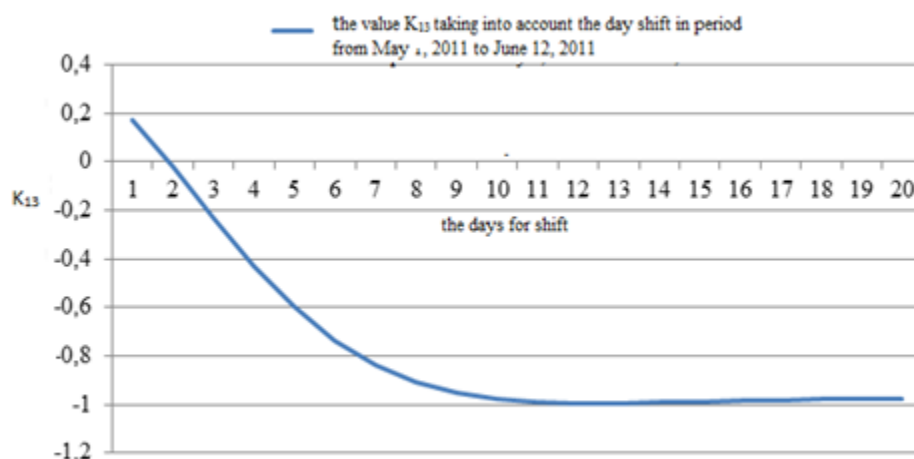


Fig.4. Graph for the values of correlation coefficient  $K_{13}$  with a day shift in the flow of water in the Mississippi River and variation of the artesian water level in wells.

The results of the mathematical model for forecasting of floods and analysis of the constructed mathematical model for the predicting occurrence of floods are based on two stages.



First step is modelling taken into account the data of already occurred flood (see Fig.5).

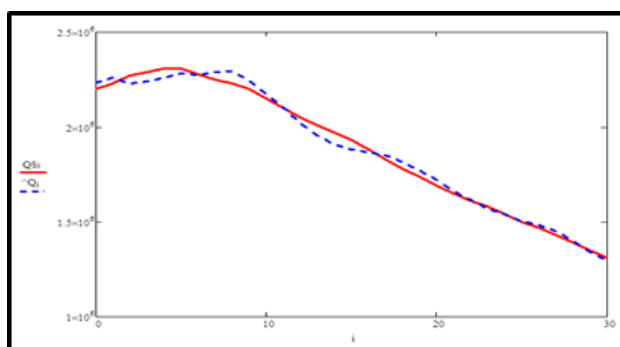


Fig. 5. Observable and predicted water flow during the flood:  $QSi$  – water flow/river-discharge according to real statistical data for Mississippi-river area at the time of May, 2011 (flood observation/measurement);  $\widehat{Q}_{10}$  – predicted water flow.

Validation of the model can be verified under adequacy by F-criterion of Fisher for different level of significance ( $\alpha$ ) in frame of regressive model [Kobzar, 2006]:

$$F_{calc.} = \frac{S_1}{m} / \frac{S_2}{(n-m-1)}, \quad (3)$$

where  $n$  - the number of observations;  $m$  - the number of parameters ( $n=30$ ;  $m=2$ );  $S_1 = \sum_{i=1}^n (y_{i,calc.} - y_{average\ calc.})^2$ ,  $S_2 = \sum_{i=1}^n (y_i - y_{i,calc.})^2$   $y_i$  – observations of number  $i$ .

But from the table data we have  $F_{table} = 2.0423$  for  $\alpha=0.05$ ;  $F_{table} = 1.6973$  for  $\alpha=0.01$ .

The condition  $F_{calc} > F_{table}$  means that the model is adequate, and, in fact, we obtained that 99.9% of the accuracy of the model has been achieved.

Thus, a conclusion is: water discharge and groundwater level have an impact on water consumption in the future.

Second step is final modelling for the future flood occurrence. The results show a quite reasonable coincidence (see Fig. 6).

The hypothesis is that river-discharge  $Q$  in a fixed section of the river channel is a function of groundwater level  $h$  in the consequent area taking into account the temporal day shift  $Q_s$ :  $Q = f(h, Q_s)$ .

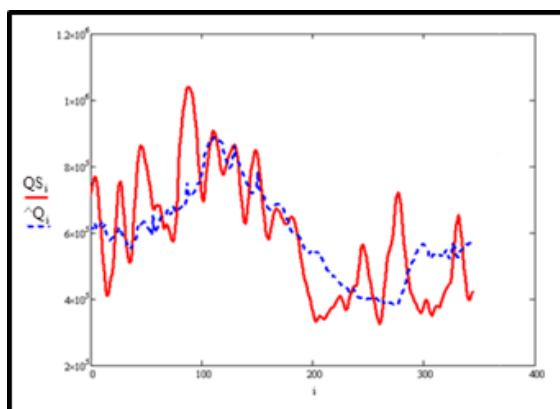


Fig. 6. Result of analysis for predicted floods in parameters  $QSi$  and  $\widehat{Q}_{10}$ .

Under our consideration the shift is selected by criterion of maximal value for correlation coefficient. The results are presented in Fig. 3, and show the optimal value of the shift in 12-14 days. According to Mathcad-soft for many-factor model of computer simulation we obtained





the dependences for forecasting 2015 (in days) which display in Fig. 5 (statistical data) and Fig. 6 (test data) on the basis of the database in 2014 (initial point (i) on the dependence).

Thus, in conclusion, on the basis of recognition of correlation between river-discharge and groundwater level (due to statistical database) we carried out the preliminary forecasting procedure for the floods. The principal item for the future activity in the field is to take into account the real initial contribution of precipitation («day by day») in considered two key parameters, i.e. discharge and groundwater level. For now, this contribution is summarized in final numerical values of the parameters we used.

### Impact of tectonic processes on groundwater state: the dominant factors

We believe that in some cases the interconnection of catastrophic floods and preceding earthquakes may occur. The problem has been considered for certain real events (e.g., in addition to the above mentioned events, for the Colorado flood (USA) in September, 2013 and for Western Europe in May-June, 2013).

Some hypothetic considerations under the concept are shown in Figure 7. The database is taken from [<http://www.isc.ac.uk/>, <http://geofon.gfz-potsdam.de/>].

Our statistical analysis showed that more significant impact on the groundwater exit on surface occurs for the earthquake hypocenter depth  $\sim 10$  km when the magnitude value is about 5.0 (energy  $\sim 10^{12}$  J) which may be associated with 7 points in earthquake epicenter on the land surface. In this aspect seismic properties of the bowels of the earth/soils are presented, e.g. in [Nikolaev, 1973].

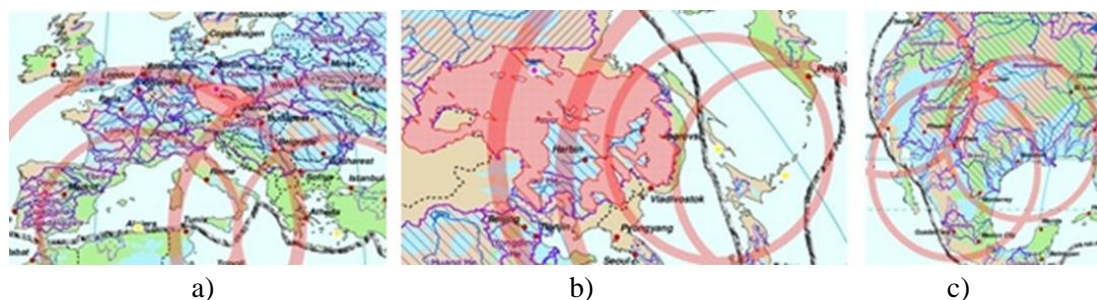


Figure 7. The catastrophic floods in 2013 that probably may be associated with the earthquake (it is marked: white flags – the epicenter of the earthquake, semi-circle – a schematic representation of propagating (isotopically) of seismic waves, dark gray area – potentially dangerous in terms of the flooding zones likelihood, the black circles with white border – fixed/observable zones of catastrophic floods): a) the flood in Western Europe (May-June, 2013); earthquakes in the southwest of Turkey on May 16, 2013 (magnitude – M5) and at the Northern coast of Algeria on May 19, 2013 (M5.1); b) the Amur flood (Aug.-Sept. 2013), Russia/China; the earthquakes on Sakhalin island (Russia) on July 4, 7, 9, 2013 (M5; M4.4 and M2.9, respectively) and Japan – Izu Archipelago, on July 11, 2013 (M5.3), Nord-East Honshu island, on July 13, 2013 (M4.5), respectively; c) the flood in Colorado (September-October, 2013), USA; the earthquake in Northern California (USA) on August 27, 2013 (M4.2); in the North of Mexico on August 28, 2013 (M4.3) and in the East Texas (USA) on September 02, 2013 (M4.5)

In Figure 8 the definition of potentially dangerous areas is explained by the following procedure:

Step 1 – marking of the epicenters for strong earthquakes (e.g. with the magnitude over M5) on the geographical map with designated boundaries of tectonic plates;

Step 2 – schematic depiction of the fronts for seismic waves propagating from the earthquakes epicenters;

Step 3 – defining of potentially dangerous flood areas;

Step 4 – monitoring of the real floods occurrence in potentially dangerous areas.

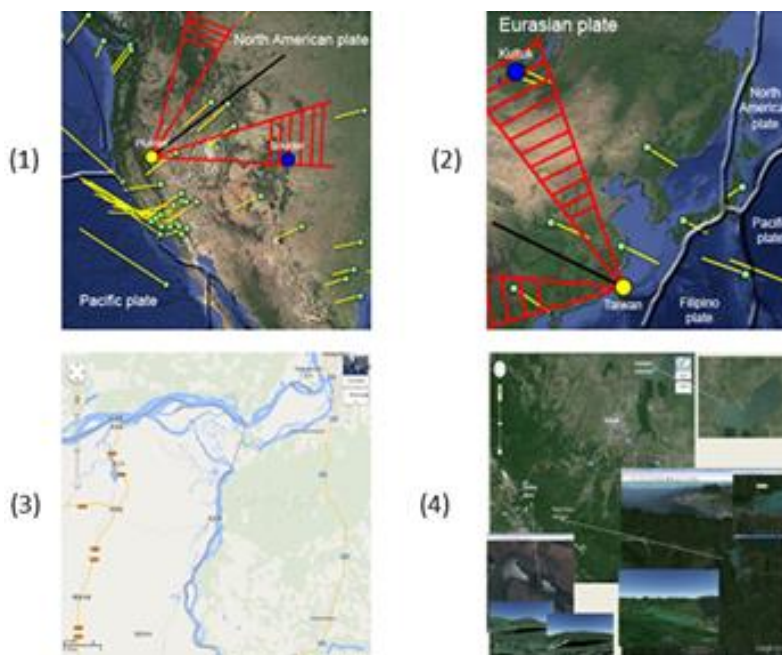


Figure 8. The areas by both seismic waves propagation – (1),(2), and potentially dangerous sectors for catastrophic floods – (3),(4): (1) – for Colorado river region (USA), 2013; (2) – for Amur river basin (Russia/China), 2014; the card movement scheme of the tectonic plates with marked sectors of disasters (preliminary selection): designated of flood, epicenters of earthquakes and/or volcanic eruptions; grey arrow is the vector connecting with the flood and earthquake; risk area (by satellite view – see Space, Stars, Mars, Earth, Planets and More – NASA Jet Propulsion Laboratory; GEOFON Program GFZ Potsdam: GEOFON Main page; BGR – Whymap); (3) – illustration for a good developed 3D-crackness at the Amur river basin (the riverbed dissected area – visible channels on Earth’s surface) by using of Google Maps; (4) the Krimsk-city flood (2012, Russia) dangerous area due to both mountain landscape and dislocation of water objects (natural and artificial for up and down of the Krimsk-city) in the Adagum river basin (in respect of the Figure 1-scheme).

As to Mississippi flood (but for the event on May, 2015), being under our analysis as well, the probable earthquake impact on the event is shown in Fig. 9 in respect of our upper concept.



Fig.9. Seismic processes (April, 2017) provoking, probably, the Mississippi catastrophic flood on April-June, 2017: epicenters of earthquake – red circles, areas of flood (Louisiana) – dark blue: the magnitudes (in numbers) and the data (in month/day) are shown in the picture as well.

### Conclusion

We have made the analysis of the river basin state for identification of significant factors in formation of the water balance and evaluation of both the sources and water budget for catastrophic floods in mountain areas. The groundwater impact in development of these processes is discussed. The analysis, e.g. for 2011-2016 events in Mississippi-river basin as a



3D-dynamic system is presented. We carried out some computer simulation for the subject. Preceding earthquakes may impact on catastrophic floods due to triggering restructuration of the crack-net river-basin system as a natural transportation system for groundwater exit on land-surface. The approach gives reasonable results for some real water events, and a solitary destructive wave propagation may occur over the land surface during the catastrophic event under trigger mechanism of the crack-net modification due adjustable earthquakes.

The scientific publication is prepared within the framework of the State VISU. No. №16.1123.2017 / 4.6/ IF, as well as with the support of the Russian Foundation for Basic Research (Grant No. №17-52-10006 KO\_a, №16-42-330461 p\_a).

### References

- Climate Data Online (CDO): NOAA <https://www.ncdc.noaa.gov/cdo-web/>, last access: August 20, 2018.
- Efstratiadis A., Koussis A.D., Koutsoyiannis, et al. (2014). Flood design recipes vs reality: can predictions for ungauged basins be trusted? *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 14: 1417-1428. doi: 10.5194/nhess-14-1417-2014.
- GEOFON Program GFZ Potsdam: <http://geofon.gfz-potsdam.de/>, last access: August 20, 2018.
- International Seismological Centre: <http://www.isc.ac.uk/>, last access: August 20, 2018. Space, Stars, Mars, Earth, Planets and More – NASA Jet Propulsion Laboratory: <http://www.jpl.nasa.gov>, last access: August 20, 2018.
- Kobzar A.I. (2006). Applied mathematical statistics. Moscow, Fizmatlit, 816 p.
- Koneshov V.N., Trifonova T.A., Trifonov D.V., Arakelian S.M. (2017). Dynamics of groundwater basin functioning – a possible manifestation of the catastrophic floods. *Geology and Geophysics of the South of Russia*, 2: 50-66.
- Nikolaev A.V. (1973). Seismic of inhomogeneous and turbid media. Institute of Physics of the Earth named O.Yu. Shmidt, Academy of Sciences of USSR. Moscow, Nedra, 174 p.
- USGS. Science for a changing world. [www.usgs.gov](http://www.usgs.gov).
- USGS Surface-Water Data for the Nation: <https://waterdata.usgs.gov/nwis/sw>, last access: 20 August 2018.
- USGS Groundwater Data for the Nation: <https://waterdata.usgs.gov/nwis/gw>, last access: 20 August 2018.
- Kevilla-Romero B., Hirpa F.A., Pozo J.T.-D. et. al. (2015). On the use of global flood forecasts and satellite-derived inundation maps for flood monitoring in data-sparse regions. *Remote Sens.*, 7: 15702-15728.
- Trifonova T.A., Akimov V.A., Abrakhin S.I., Arakelian S.M., Prokoshev V.G. (2014). Basic principles of modeling and forecasting of extreme natural and man-made disasters. Moscow, Russian Emercom Publ, 436 p.
- Trifonova T., Trifonov D., Arakelian S. (2016). The 2015 disastrous floods in Assam, India, and Louisiana, USA: water balance estimation. *Hydrology*, 3(4): 41. doi: 10.3390/hydrology3040041.
- Trifonova T.A., Arakelian S.M., Tyulenev N.Yu., Vinogradov A.Yu., Nikiforovsky A.A. (2015). To the problem of forming a water balance and assessing the sources and volume of catastrophic floods. *Problems of regional ecology*, 3: 207-221.
- Trifonova T.A., Trifonov D.V., Arakelian S.M. (2015). Catastrophic floods – possible contribution of groundwater due to flash reconstruction of the rock mass 3D-Cracknet under seismic factors. *Mod. Appl. Sci.*, 9: 76-86. doi:10.5539/mas.v9n6p76.
- Trifonova T.A. (2008). River drainage basin as a self-organizing natural geosystem. *Izv. of Russian Academy of Sciences. Series on Geography*, 1: 28-36.



## Селевая опасность бассейна р. Варзоб (Таджикистан)

**А.Р. Фазылов<sup>1</sup>, Дж.Б. Ниязов<sup>1</sup>, М.С. Саидов<sup>2</sup>, Е.А. Таланов<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>*Институт водных проблем, гидроэнергетики и экологии Академия наук Республики Таджикистан, Душанбе, Таджикистан, niyazovjafar@mail.ru*

<sup>2</sup>*Научно-исследовательский центр Государственного комитета по земельному управлению и геодезии Республики Таджикистан, Душанбе, Таджикистан, saidov-mirzo@mail.ru*

<sup>3</sup>*Казахский национальный университет им. Аль-Фараби, Алматы, Казахстан teage@mail.ru*

Водосбор р. Варзоб считается одним из густонаселенных селевых бассейнов Таджикистана и отличается многообразием подстилающих поверхностей и селевых очагов, а также относительно высоким уровнем гидрометеорологической изученности. В этом бассейне расположены столица Республики Таджикистан - г. Душанбе с населением более 800 тыс. чел., многочисленные гидротехнические сооружения, автодорога, связывающая южные и северные регионы Республики Таджикистан, линии связи и электропередач, турбазы и т.д., часть из которых находится в зоне возможного воздействия селевых потоков. При этом продолжительность селеопасного периода с ростом абсолютной высоты в бассейне р. Варзоб заметно снижается и на высотах более 3000 м и составляет менее 100 дней. В отдельных створах левобережных притоков р. Варзоб максимальные расходы селевых потоков (по следам их отложений) превышают 1000 м<sup>3</sup>/с. Плотность селевой смеси этих селей может достигать 2400 кг/м<sup>3</sup>.

*сель, селевые потоки, селеопасность, чрезвычайная ситуация, р. Варзоб, бассейн, река, сая*

## The debris flows hazard of the river Varzob basin (Tajikistan)

**A.R. Fazilov<sup>1</sup>, J.B. Niyazov<sup>1</sup>, M.S. Saidov<sup>2</sup>, Ye.A. Talanov<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>*Institute of water problems, hydropower and ecology Academy of Science of Republic of Tajikistan, Dushanbe, Tajikistan, niyazovjafar@mail.ru*

<sup>2</sup>*Research center of the State Committee for land management and geodesy of the Republic of Tajikistan, Dushanbe, Tajikistan, saidov-mirzo@mail.ru*

<sup>3</sup>*Kazakh national University Al-Farabi, Almaty, Kazakhstan, teage@mail.ru*

The Varzob river watershed area is considered one of the densely populated areas of Tajikistan and is characterized by a variety of underlying surfaces and mudslides, as well as a relatively high level of hydro meteorological study. Dushanbe, the capital of Tajikistan, with a population of over 800 thousand people, numerous hydraulic structures, roads linking the Southern and Northern regions of Tajikistan, communication lines and power transmission, tourist centers, etc., are in this zone and some of them are under a threat of debris flows impact. The duration of the settlement period with the growth of absolute height in the Varzob river basin is markedly reduced at altitudes of more than 3000 m and constitutes less than 100 days. The maximum flow rate of debris flows exceeds 1000 м<sup>3</sup>/s in separate left-Bank tributaries of the Varzob River. The density of the mud mixture of these debris flows reach 2400 kg/m<sup>3</sup>.

*debris flow, debris flow hazard, emergency situation, Varzob river, basin, river, sai*



В Республике Таджикистан наиболее опасным стихийным бедствием, связанным с водой, считается селя. Сезон селепроявлений продолжается в основном с марта по август. На территории Горно-Бадахшанской Автономной области угроза сели действует с июля по октябрь. С 2012 по 2016 гг., в Таджикистане зафиксировано 603 чрезвычайные ситуации (ЧС) природного характера, из которых сход сели, составляют 205 (34%) от всех ЧС. При этом погибли 38 чел. Ущерб от всех ЧС природного характера за данный период составил более 600 млн. USD. В том числе ущерб от селей - более чем на 378 млн. USD (63%). Следует отметить, что в РТ установлена 381 опасная зона первой степени, из них 186 находятся под угрозой схода сели [Фазылов и др., 2017].

Исследуемый селевой бассейн условно разделен на 6 селевых подрайонов (Зидды, Майхура, Такоб, Варзоб, Лучоб, Харангон), отличающихся широким площадным проявлением селевых процессов различных типов и степеней их опасности (сильная, умеренная, слабая, незначительная) и характеризующиеся различным порядком, по своим морфометрическим параметрам (Рис. 1, а.).

Специфической особенностью рассматриваемого селевого бассейна является то, что количество притоков первого порядка относительно притоков всех других порядков составляет более 80% в широком диапазоне абсолютных высот: от 925 до 3800 м, а их средневзвешенные высоты находятся в диапазоне от 2100 до 3100 м. Селевые потоки формируются в течение теплого периода года [Дяконов, 1980] (Рис. 1, б). Высокая степень активности в бассейне р. Варзоб известна давно и здесь накоплен уникальный опыт снижения селевой опасности. Однако интенсивное освоение горных территорий последних лет и вместе с тем не регламентированная хозяйственная деятельность в этом бассейне резко обостряет проблемы защиты населения и объектов от разрушительного воздействия селей.

Высокая степень активности в бассейне р. Варзоб известна давно и здесь накоплен уникальный опыт снижения селевой опасности. Однако интенсивное освоение горных территорий последних лет и вместе с тем не регламентированная хозяйственная деятельность в этом бассейне резко обостряет проблемы защиты населения и объектов от разрушительного воздействия селей.

В основу районирования положено выделение в бассейнах реки Варзоб и ее многочисленных притоков участков различных по условиям формирования твердой составляющей селевых потоков. Вопросы формирования жидкой составляющей не рассматриваются, так как являются объектом специальных гидрологических исследований [Мочалов и др., 1993].

В высокогорной зоне, лежащей выше постоянной снеговой линии, интенсивное выветривание происходит под воздействием колебаний температуры воздуха. На склонах южной экспозиции нагреваются за день до 34-59 и остывают за ночь до 11,3-1,20. Амплитуда колебаний температуры достигает 47,2. Интенсивное разрушение горных пород в высокогорной зоне происходит также под воздействием силы замерзающей воды, которая с огромной силой давит на стенки трещин и способствует расчленению монолитных блоков на отдельные угловатые обломки. Интенсивно разрушаются в высокогорной зоне граниты, крупнозернистые, образуя большое количество дресвы в бассейнах саёв Дараичала, Ишакколды, Дараикуллол. Более устойчивы известняки и граниты мелкозернистые, дающие при выветривании крупные обломки. Химическое выветривание развито, в основном, на склонах северной экспозиции, где они получают больше влаги.

Современные геологические процессы играют роль поставщиков твердой составляющей селевого потока. На исследуемой территории широко развиты самые различные современные геологические процессы. В зависимости от высоты местности и экспозиции склона на горную породу воздействуют различные агенты выветривания. В высокогорной зоне, лежащей выше постоянной снеговой линии, интенсивное выветривание происходит под воздействием колебаний температуры воздуха (Рис. 1, б, в).

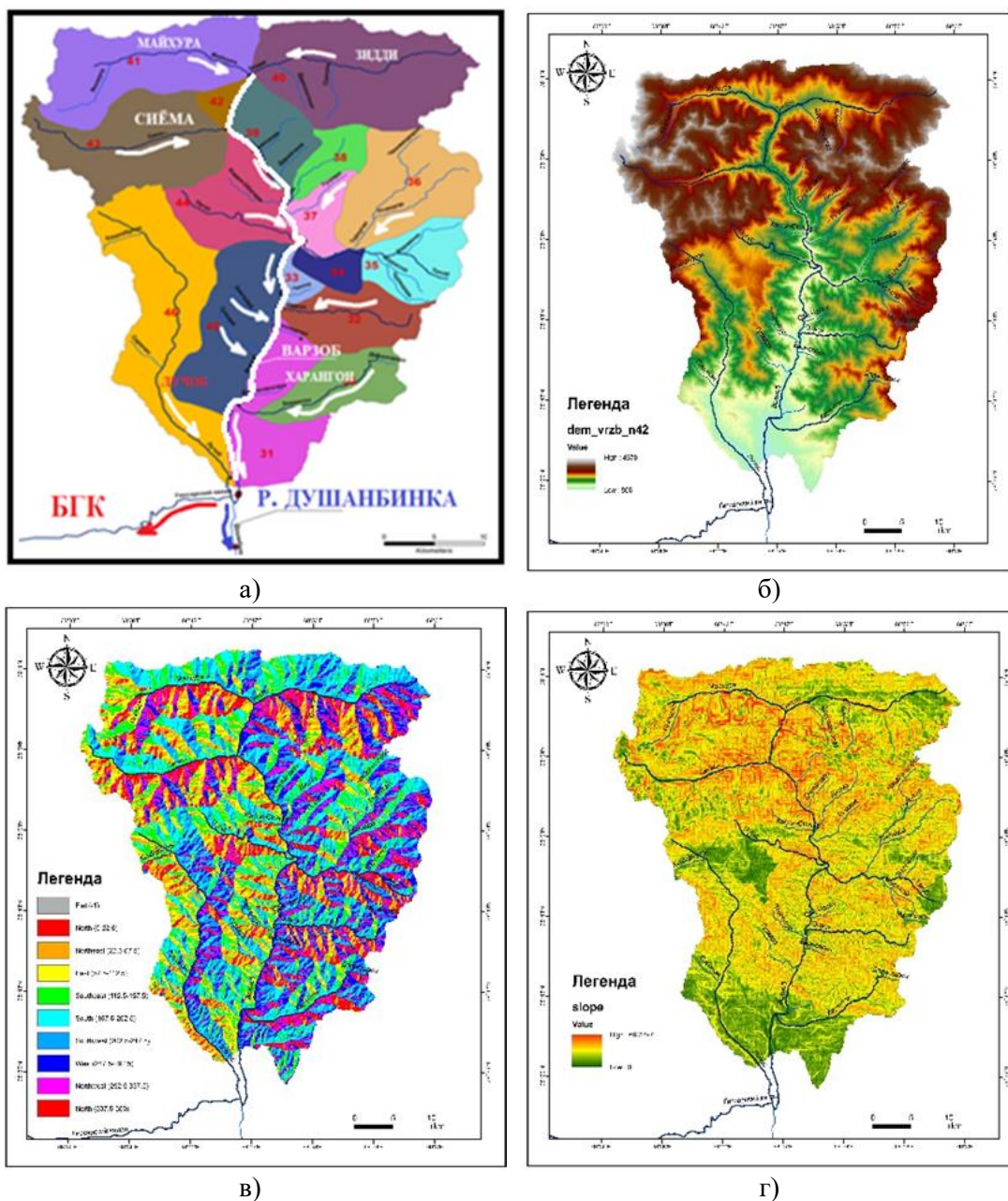


Рис. 1. Селевой бассейн р. Варзоб: а) схема-карта бассейна р. Варзоб; б) Цифровая модель рельефа (DEM) селевого бассейна; в) Экспозиция (Aspect) селевого бассейна; г) Уклон (Slope) селевого бассейна.

Следует отметить, что оползни как поставляют материал для питания селевых потоков, так и служат часто источником селей. Территориально оползневые явления приурочены к областям развития суглинков.

Условия формирования селевых потоков в бассейне р. Варзоб следующие:

1. Селевые потоки распространены, в общем, равномерно по площади бассейна реки Варзоб, тяготея к левобережному участку между долинами рек Такоб, Ишакколды.

2. Наиболее мощные сели приурочены к саям - в бассейнах рек Ишакколды, Дараикуллол, Дараичала, Зимчуруд). По левому берегу р. Варзоб на участке от р. Такоб до р. Ишакколды включительно, следует ожидать при выпадении ливневых дождей, или при резком повышении температуры воздуха и усилении таяния снега, прохождение селей водокаменных, несвязных, значительной мощности.



3. Значительное развитие имеют оползневые процессы, способствующие накоплению на дне сая и по его бортам суглинистого, легкоразмываемого материала. Сели, здесь проходящие, обычно грязекаменные, несвязные, редко связные. Примером таких селей являются сели по саям Такоб, Туйкутал, Вармоник, Фанфарок, Харангон, Безымянный (14 км.).

4. Сели образуются в самых различных геоморфологических условиях. При крутизне склонов более 45° продукты выветривания пород на них не удерживаются и поступают на дно сая, а на склонах крутизной 15° и менее 15° продукты выветривания накапливаются в значительных количествах и принимают участие в питании селевого потока эпизодически (Рис. 1, г).

5. В формировании несвязных, водокаменных и грязекаменных потоков главную роль играют плоскостной смыв, осыпание и обваливание рыхлообломочного материала, подмыв берегов и размывание донных отложений, а связные потоки образуются весьма редко и толчком к их появлению служат обычно оползни-потоки, оплывины.

7. Растительность на описываемой площади в селеобразовании играет двойную роль. Мхи и лишайники, покрывающие скалы на высотах – от 2000 м и выше, препятствуют выветриванию коренных пород [*Национальная Программа Действий по борьбе с опустыниванием в Таджикистане, 2000*]. Следовательно, эти нижайшие растения препятствуют выветриванию. Густые древесно-кустарниковые заросли по дну сая почти совершенно гасят ударную силу селевого потока.

Отдельные деревья арчи, верхняя граница распространения которых проходит на отметках 3300-3500 м, а нижняя на 1500-2000 м способствуют формированию селевых потоков.

8. Сели в бассейне реки Варзоб несвязные, водокаменные и должны быть скорее отнесены к селевым паводкам, ввиду относительно слабой насыщенности их твердым материалом.

9. Наиболее крупные сели, нанесшие наибольшие разрушения, вынесшие значительное количество рыхлообломочного материала с крупностью обломков более 2.0-3.0 м прошли по саям Дараикуллол, Ишакколды, Дараичала, Такоб-Диамалик-Вармоник. Эти сая имеют площадь бассейна питания более десяти километров, породы здесь развитые, склоны сая имеют крутизну, на которой продукты выветривания не накапливаются, а поступают на дно и увлекаются паводковыми водами. Значительное развитие имеют здесь оползни и осыпи.

На основании анализа условий формирования селей в бассейне р. Варзоб выделены 5 основных типов участков [*Дяконов, 1980; Шомахмадов и др., 2010*].

1. Участки активного накопления и быстрого сноса рыхлообломочного материала - активные очаги зарождения селей;

2. Участки потенциально возможного накопления и сноса рыхлообломочного материала, особенно в период землетрясений - потенциально возможные очаги зарождения селей;

3. Участки дополнительного подпитывания селей в зоне и транзита (в момент прохождения селей);

4. Участки, практически не поставляющие саям рыхлообломочный материал, не принимающие участия в процессе формирования твердой составляющей селей;

5. Участки аккумуляции селевых отложений - селевые конусы выносы.

Участки первого типа – активные очаги зарождения селей выделяются в разных частях бассейна р. Варзоб и приурочены как к различным высотным зонам, так и к областям развития пород различных геолого-генетических комплексов.

В геоморфологическом отношении участки активного накопления и сноса рыхлообломочного материала представляют собой склоны долин крутизной 30-45°, достаточной для удержания на поверхности, продуктов разрушения коренных пород в состоянии предельного равновесия и проявления сил гравитации с другой стороны (рис. 1г).



Определение условий формирования селей позволяют дать более обоснованные рекомендации по противоселевым мероприятиям региональные для всего бассейна реки Варзоб:

- бассейны, значительная часть площади которых не менее 2-5% занимают активные очаги зарождения селей отнесены к особо селеопасным;
- бассейны, у которых от 25 - до 50 и более процентов территории занимают потенциально возможные очаги зарождения селей отнесены к селеопасным;
- бассейны, основную площадь которых (более 75%) занимают участки, практически не поставляющие рыхлообломочный материал для селевых потоков отнесены к неселеопасным.

Дальнейшее направление работ по изучению селевых потоков должны заключаться в проведении детальных инженерно-геологических исследований масштаба не мельче 1:10000 по особо селеопасным саям. На территории активных очагов зарождения селей в этих саях необходимо поставить стационарные исследования. Первоочередными участками детальных исследований являются саи Дараикулол, Дараичала, Ишакколды, Зимчуруд, Оджук, Харангон.

Особое место занимают предупреждающие и ликвидационные меры, направленные на снятие угрозы от полных и частичных перекрытий речных долин с прорывом запрудных озёр и переливом водохранилищ. В горных районах возможно применение всех видов мероприятий, хотя многие активные меры очень дорогостоящи и осуществление их сопряжено со многими трудностями. Предлагаемые меры могут быть общими для всех или большинства типов явлений или особыми, применяемыми в каждом конкретном случае. Часто эффективная борьба с одними явлениями снимает угрозу от других, что наиболее эффективно при наличии цепочных явлений: оползень - сель, овраг - оползень, эрозия - сель, и т.д. Для определения комплекса защитных мер и сложности условия их применения на определенный вид территории, необходимо рассматривать наиболее приемлемые защитные мероприятия отдельно для каждого типа процессов в каждом подрайоне.

### Список литературы

- Дяконов В.А. (1980). Результаты инженерно-геологических исследований на оползневом склоне Зидди по работам 1974-1975 гг. Душанбе, Деп. в КГЭ, 7-12 с.
- Национальная Программа Действий по борьбе с опустыниванием в Таджикистане (2000). Душанбе, 184 с.
- Мочалов В.П., Таланов Е.А. (1993). Результаты исследований селевых явлений в бассейне р. Варзоб. В кн.: Гидрометеорология в Казахстане. Сборник научных трудов. Алма-Ата: Изд. КазТУ, 40-52.
- Фазылов А.Р., Лавров Н.П., Ниязов Дж.Б. (2017). Селевая безопасность в Таджикистане. В кн.: Современные энерго- и ресурсосберегающие, экологически устойчивые технологии и системы сельскохозяйственного производства. Сб. науч. тр. ФГБОУ ВПО РГАТУ. Под ред. Н.В. Бышова. Рязань, 77-81.
- Шомахмадов А.М., Саидов М.С., Хамидов А. (2010). Разработка современной модели прогнозирования внезапных наводнений на реке Варзоб. В кн.: Сборник трудов №2 ИАЦ КЧС и ГО Республики Таджикистан (2001-2009). – Душанбе, 45-111.





## Прогнозирование возникновения водоснежных потоков

**П.А. Черноус<sup>1</sup>, А.В. Волков<sup>2</sup>, Д.П. Соколова<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>Самозанятый, Бугры, Россия, pchernous48@gmail.com

<sup>2</sup>ОАО «Апатит», Кировск, Россия, avolkov@phosagro.ru

<sup>3</sup>СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия, dariia.sokolova@yandex.ru

Приводится обзор существующих методов прогнозирования возникновения водоснежных потоков. Показано, что полностью формализованные методы практически отсутствуют. Анализируются проблемы, мешающие их созданию, и возможные пути решения этих проблем. Дается описание проекта разработки основ прогнозирования возникновения водоснежных потоков.

*водоснежные потоки, возникновение, моделирование, прогнозирование*

### Slushflow release forecasting

**P.A. Chernous<sup>1</sup>, A.V. Volkov<sup>2</sup>, D.P. Sokolova<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>Self-employed, Bugri, Russia, pchernous48@gmail.com

<sup>2</sup>"Apatit" JSC, Kirovsk, Russia, avolkov@phosagro.ru

<sup>3</sup>SPSU, St. Petersburg, Russia, e-mail: dariia.sokolova@yandex.ru

A review of existing methods for the slushflow release forecasting is given. It is shown that the completely formalized methods for that are practically absent. Problems that hinder their creation and possible ways to solve them are considered. A project on working out of the fundamentals of the slushflow release forecasting is given.

*slushflow release, simulation, forecasting*

### Введение

Водоснежные потоки (ВСП) – опасное стихийно-разрушительное явление, изучаются уже более полувека [Washburn, Goldthwait, 1958] (рис. 1). Достаточно изучена география [Onesti, Hestnes, 1989; Атлас снежно-ледовых ресурсов Мира, 1997; Perov, 1998], гидрометеорологические условия их возникновения и режим [Onesti, 1985; Перов, Сидорова, 1988; Hestnes и др., 1994; Божинский и др., 2001; Сапунова, Сапунов, 2004; Gude, Scherer, 1998], исследованы формы рельефа, в которых они возникают [Onesti, 1987; Hestnes], есть успехи в моделировании их движения [Kobayashi и др., 1994; Божинский, Назаров, 1998] оцениваются изменения активности ВСП в связи с изменением климата [Sidorova и др., 2001; Hestnes и др., 2017], предлагаются меры предотвращения ущерба от ВСП [Bahson, 1998; Hestnes, Sandersen, 1998], в том числе включающие строительство защитных сооружений. Однако, методы краткосрочного прогнозирования ВСП разработаны очень слабо. Это касается как фоновых, так и детальных прогнозов. Целью настоящей работы является обзор существующих методов прогнозирования ВСП, а также анализ нерешенных проблем, препятствующих их



совершенствованию и рассмотрению перспективных подходов, которые могут позволить улучшить ситуацию в этой области.



Рис. 1. Место отрыва ВСП в Хибинах. Фото Б.Б. Вахмистрова.

### Обзор существующих методов

Для начала рассмотрим, где прогнозируются ВСП. Известно, что предупреждения о возможном возникновении ВСП на более или менее регулярной основе составлялись или составляются для некоторых мест хребта Брукса, Аляска (Департамент транспорта штата Аляска), Хибин (противолавинная служба ОАО «Апатит»), Полярного Урала (подразделение ОАО «Норильский никель») и гор Норвегии (Норвежский геотехнический институт, Норвежский метеорологический институт, Норвежский директорат водных ресурсов и энергии, Норвежская администрация общественных дорог). Известно, что ВСП отрываются, как правило, в одних и тех же местах, поэтому и прогнозирование их осуществляется для этих мест или групп таких мест. Прогнозирование осуществляется либо полностью субъективно, либо с использованием некоторых ранее полученных зависимостей между возникновением ВСП и сопутствующими им условиями. В качестве таких зависимостей используются эмпирические зависимости между температурой воздуха и сходом ВСП, между количеством жидких осадков, их интенсивностью и сходом ВСП, между уровнем воды в снежном покрове и сходом ВСП, между расчетным количеством воды поступающей в снежный покров за счет всех источников и сходом ВСП. При этом учитывается высота снежного покрова в местах схода ВСП. Для всех этих зависимостей найдены диапазоны значений влияющих факторов при которых происходил сход лавин. Если текущие значения измеряемых или расчетных характеристик (факторов) попадают в эти диапазоны, то это является лишь поводом насторожиться и проанализировать ситуацию более глубоко на предмет возможности схода ВСП.

Полностью формальных методов, связывающих значения текущих характеристик, влияющих на сход ВСП – предикторов и категорическое заключение о сходе или не сходе ВСП либо их вероятностях в определенный промежуток времени – предиктантов, в настоящее время не существует. Главной причиной этой ситуации является односторонний анализ предикторов. Они анализируются (определяются критические значения) лишь для ситуаций, связанные со сходом ВСП, что не позволяет сделать корректное заключение о связи предикторов с предиктантом. Такой анализ мог бы быть



полезен лишь в единственном случае – когда области значений предикторов для «ситуаций с ВСП» и «ситуаций без ВСП» не пересекаются. К сожалению, таких предикторов нет. Учитывают то что множества ситуаций «с ВСП» и «без ВСП» всегда пересекаются в пространстве предикторов, в рамках совместного проекта АО "Апатит" и Норвежского геотехнического института [*Chernouss et al., 1998; Черноус и др., 2000*] в 1996 г. были разработаны две формальные методики диагностики (прогнозирования с нулевой заблаговременностью) ситуаций, связанных с возникновением ВСП, использующие линейный дискриминантный анализ и формулу Байеса при разделении ситуаций в Хибинах и горах Норвегии. Они позволяют осуществлять фоновую диагностику ситуаций, связанных с образованием ВСП для различных высотных уровней на которых они возникают. В качестве диагностических признаков в методиках используется стандартная метеорологическая информация, приведенная с помощью интерполяции к этим высотным уровням. На их основе рассчитывалось поступление воды на условную горизонтальную поверхность за счет осадков и таяния, рассчитанного с помощью теплобалансовой модели [*Harstveit, 1984*].

Разделение ситуаций проводится в пространстве двух переменных: суточное поступление воды и высота снега на ближайшем к месту отрыва ВСП высотном уровне. Заключение о принадлежности ситуации к одному из двух классов даются в вероятностной и категорической форме. Используя данные скользящих суток, результаты диагностики могут обновляться с периодичностью метеорологических наблюдений (обычно через три часа). Методики опробованы на независимой выборке, показали хорошее качество диагностики и уже много лет используются в оперативной работе противолавинной службы АО "Апатит" [*Черноус и др., 2014*]. Как методики фоновой диагностики (в Хибинах возможность возникновения ВСП оценивается на площади около 700 км<sup>2</sup>) возникновения ВСП они являются первыми, которые полностью формализованы и опробованы. Все остальные количественные методы, используемые при прогнозировании возникновения ВСП, являются лишь вспомогательными инструментами, которые помогают создавать такие прогнозы. Считается, что субъективные прогнозы таких малоизученных явлений, как лавины и ВСП, созданные на основе формальных моделей, но в которых в неявном виде учтены знания и опыт прогнозиста, более точны, чем прогнозы, полученные просто с помощью этих формальных моделей. Оказалось, что это не всегда так [*Chernouss, 2000*]. Иногда, для явлений, контролируемых большим количеством переменных (предикторов), результат прогнозирования с помощью лишь формальных моделей (методик) может оказаться лучше. В любом случае, результаты прогнозирования, полученные на основе этих двух подходов, необходимо сравнивать.

### Проблемы прогнозирования ВСП и их причины

Потребности практики требуют развития надежных формальных методов прогнозирования ВСП. Таких методов сейчас нет. Не предпринимались даже попытки создать количественную модель прогнозирования ВСП в отдельном водосборе. Их отсутствие можно объяснить недостаточной ясностью механизмов возникновения ВСП и недоступностью необходимой для прогнозирования исходной информации. Для использования в качестве основы прогнозирования статистических методов, методов распознавания и некоторых других методов требуются большие объемы информации, как о сходах ВСП и сопутствующих им условиях, так и об условиях, при которых ВСП не возникали. Учитывая редкость явления и относительно небольшие периоды наблюдений и размеров территорий, где они проводились, соблюсти это условие для отдельного водосбора практически невозможно. Задача заключается в формировании однородных массивов данных об условиях образования ВСП, привязанных к водосборам, а не к местам проведения измерений. Особенно это касается метеорологической информации и информации о снеге. Единственной возможностью ее решения для прошлых событий в тех местах, где специализированные наблюдения не



проводились, является интерполяция. Но нет ясности, каково влияние различий характеристик в местах, где получается исходная для прогнозирования информация, и в водосборах, в которых возникают ВСП. Этот вопрос требует отдельного исследования. Физически обоснованные модели возникновения ВСП существуют в виде довольно общих концепций, до расчетной стадии не доведены, а проверка их соответствия реальности не проводилась. Нет ответа на вопрос - что представляют собой механизмы возникновения? Начинается ли сход ВСП со сдвига на подложке, отрыва в зоне растяжения или прорыва изнутри за счет избыточного давления воды в подснежном канале. Кроме того, для создания методик прогнозирования ВСП необходимо определиться с пространственным и временным масштабами, на которые эти методики распространяются, формулировками прогнозов и оценками качества прогнозирования. Для этого необходимо определиться с формой результатов, которые мы хотим получить. Т.е. с формулировками прогнозов, которые устраивали бы как потребителей прогнозов, так и прогнозистов. Это достаточно важный момент, который часто упускается при создании прогностических моделей. Необходимым элементом разработки любого метода прогнозирования является проверка его успешности. За исключением оценки качества методов [Chernous *и др.*, 1998; Черноус *и др.*, 2000] на Хибинских данных и данных для гор Норвегии, оценки качества прогнозирования ВСП не осуществлялись. Несколько слов о заблаговременности прогнозов. Имеющиеся эмпирические модели возникновения ВСП являются фактически диагностическими. Трансформация их в прогностические осуществляется с помощью использования в качестве входных данных для них прогностической информации о погоде. Имеется опыт использования для этих целей прогнозов погоды 10-и суточной заблаговременности [Jaedike *и др.*, 2013], но надежных оценок влияния заблаговременности на качество прогнозов нет. При очень небольшой заблаговременности при прогнозировании часто используется инерционный метод, подразумевающий, что ситуация будет меняться в сторону «с ВСП» либо «без ВСП» таким же образом, как она изменялась до этого. Т.е. речь идет о простой экстраполяции некоторого индекса (или вероятности) возникновения ВСП в течение прогностического периода. Пока нет достаточной ясности о продолжительности предыстории существенно влияющей на возникновение ВСП. Это еще предстоит выяснить. Конечно такие оценки необходимо делать относительно определенных наборов предикторов, используемых в прогностических моделях.

Для решения проблем, возникающих при прогнозировании ВСП, помимо теоретических построений и сбора существующей информации, придется организовывать специальные наблюдения, полевые, лабораторные и численные эксперименты. Вместе с тем, уже сейчас существуют возможности улучшить ситуацию в этом вопросе. Авторы настоящей статьи являются организаторами и участниками проекта разработки основ количественных методов прогнозирования возникновения ВСП кратко изложенного ниже.

### Проект разработки основ прогнозирования возникновения ВСП

В рамках проекта планируется два варианта создания прогностических моделей. В первом, будет использован подход, основанный на разделении ситуаций в пространстве предикторов (ситуации «с ВСП» и «без ВСП») на основе вероятностно-статистических методов классификации или методов распознавания образов. Во втором, в качестве основы прогностического метода будут использоваться физически обоснованные модели возникновения ВСП (отрыва, сдвига, прорыва, а предикторами будут случайные величины. В обоих вариантах прогнозы могут быть сформулированы в вероятностной и категорической формах. Во втором варианте вероятностные оценки возможности возникновения ВСП будут получаться с помощью статистического моделирования. В качестве предикторов будет использоваться стандартная метеорологическая информация и результаты снегосъемок в водосборе, а также морфологические и морфометрические характеристики рельефа в местах отрыва ВСП и расчетные

гидрологические характеристики. На их основе, с использованием модели развития снежной толщи, Snowpack (<https://models.slf.ch/docserver/snowpack/html/references.html>) и статистического моделирования будут генерироваться поля характеристик снега (толщины, плотности, температуры, прочности) в водосборе. Характеристики стока в местах возникновения ВСП будут определяться с помощью гидрологической модели с распределенными параметрами Гидрограф (<http://www.hydrograph-model.ru/index.php?menu=2>). Специальные полевые измерения с высоким пространственным и временным разрешением, необходимые для создания метода прогнозирования, будут проводиться в Хибинах в 1-2 водосборах где сходят ВСП (рис. 2). Метеорологические наблюдения планируется проводить с помощью автоматических метеостанций, расположенных на различных высотных уровнях непосредственно в водосборах или вблизи них.

При выполнении проекта будут использованы гидрометеорологические данные с ближайших метеостанций для оценки качества их интерполяции в места зарождения ВСП. Там же будут проводиться измерения температуры внутри снежного покрова и на его поверхности, структуры снега и плотности его слоев и их прочностных характеристик. Помимо указанных наблюдений планируется проводить измерения толщины снежного покрова в водосборах с помощью наземного лазерного сканирования с помощью специализированного для сканирования снежных поверхностей сканера Riegl VZ-6000 с высокой точностью (ошибка не более 10 см) и высоким пространственным разрешением (не более 1 м). Гидрологическая часть наблюдений будет состоять из измерений гидростатического давления в подснежных каналах, уровней и расходов воды в снежном покрове и нескольких створах водотоков.

Регистрация ВСП будет осуществляться с помощью специализированного комплекса сигнализации [Пильгаев и др., 2017] и автономных камер видеонаблюдения. Для калибровки и тестирования метода будут использованы архивные данные, имеющиеся для Хибин и других районов. Для оценки влияния водонасыщенности снега на его прочностные характеристики потребуются лабораторные и полевые исследования. В ходе выполнения проекта планируется проанализировать и количественно оценить источники ошибок, влияющих на качество прогнозирования. Работы рассчитаны на несколько лет. Проект открыт для всех желающих принять в нем участие. Причем на всех этапах. От проведения наблюдений и разработки моделей до оценки качества методик прогнозирования ВСП.

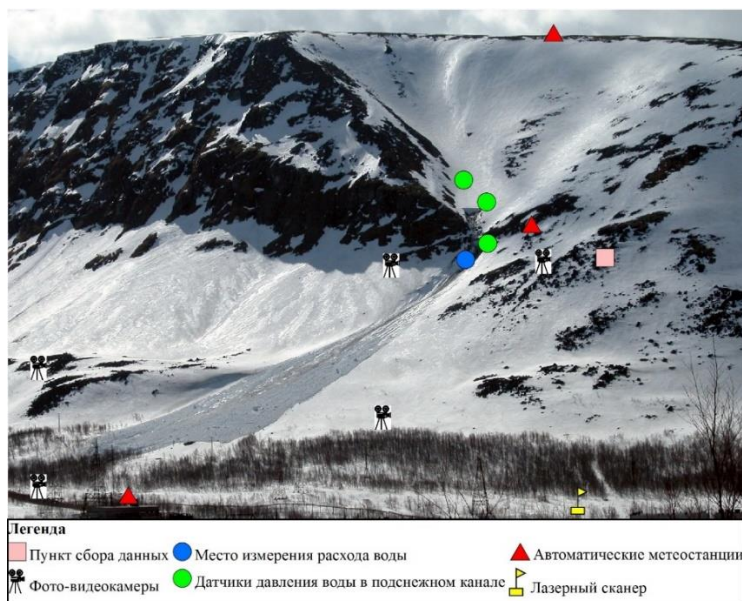


Рис. 2. Один из Хибинских водосборов, в котором возникают ВСП и где планируются специальные наблюдения.



### Список литературы

- Атлас снежно-ледовых ресурсов Мира (1997). Том I и II. М., Российская академия наук.
- Божинский А.Н., Евтеев А.О., Мягков С.М., Перов В.Ф., Сапунов В.Н., Сапунова Г.Г., Фрейдлин В.С. (2001). Водоснежные потоки Хибин. М., Изд-во Моск. ун-та, 168 с.
- Божинский А.Н., Назаров А.Н. (1998). Двухслойная модель водоснежного потока. Вестник Московского университета. Серия 5, география, 5: 22-27.
- Перов В.Ф., Сидорова Т.Л. (1988). Метеорологические условия формирования водоснежных потоков. Материалы гляциологических исследований, 64: 41-47.
- Пильгаев С.В., Черноус П.А., Филатов М.В., Ларченко А.В., Федоренко Ю.В., Агеев И.В. (2017). Комплекс лавинной сигнализации и результаты его испытаний. В кн.: III Международный симпозиум «Физика, химия и механика снега». Сб. трудов. Южно-Сахалинск, Сахалинский филиал ФГБУН ДВГИ ДВО РАН, 31-36.
- Сапунова Г.Г., Сапунов В.Н. (2004). Механизм и условия образования водоснежных потоков ранневесенних оттепелей (на примере Хибин). В кн.: Снежные лавины, сели и оценка риска. М., Географический факультет МГУ, 59-71.
- Черноус П.А., Тяпкина О.Ю., Хестнес Е., Баккехуа С. (2000). Диагностика и прогноз ситуаций, связанных с образованием водоснежных потоков. Материалы гляциологических исследований, 88: 113-117.
- Черноус П.А., Мокров Е.Г., Тяпкина О.Ю. (2014). Прогнозирование водоснежных потоков в Хибинах. Опыт и перспективы. В кн.: III Международная конференция «Селевые потоки: катастрофы, риск, прогноз, защита». Сборник докладов, Южно-Сахалинск, 22-26 сентября 2014 г., изд. Сахалинского филиала ФГБУН ДВГИ ДВО РАН. Южно-Сахалинск, 159-162.
- Bahnson R. (1998). Avalanche control in the Brooks Range of Alaska an environment of extremes. International Snow Science Workshop, Sunriver, Oregon, 8-12.
- Chernouss P. (2000). An experience of avalanche diagnostic and forecast models verification. International Snow Science Workshop, Big Sky, Montana, Proceedings, 81-85.
- Chernouss P., Тяпкина О., Hestnes E., Bakkehoi S. (1998). The differentiation of thaws in connection with slushflow occurrences. Proceedings of the International Conference in Voss, NGI, publication 203, Oslo, 89-93.
- Gude M., Scherer D. (1998). Snowmelt and slushflows: hydrological and hazard implications. Annals of Glaciology, 26: 381-384.
- Harstveit K. (1984). Snowmelt modelling and energy exchange between the atmosphere and a melting snow cover. Bergen. University of Bergen. Geophysical Institute. (Scientific Report 4).
- Hestnes E. (1985). A contribution to the prediction of slush avalanches. Annals of Glaciology, 6: 1-4.
- Hestnes E., Bakkehoi S., Jaedicke C. (2017). Global warming reduces the consequences of slushflows. III Международный симпозиум «Физика, химия и механика снега». Сборник трудов, Южно-Сахалинск, Сахалинский филиал ФГБУН ДВГИ ДВО РАН, 95-100.
- Hestnes E., Bakkehoi S. (1995). "Prediction of slushflow hazard" Objectives and procedures of an ongoing research project in Rana, North Norway. Les apports de la recherche scientifique a la securite neige, glace et avalanche. Actes du colloque, Chamonix, France, 30 mai/3 juin 1995, Cemagref editions, 335-340.
- Hestnes E., Bakkehoi S., Sandersen F., Andresen L. (1994). Weather and snowpack conditions essential to slushflow release and downslope propagation. International Snow Science Workshop, Snowbird, Utah, Proceedings, 40-57.
- Hestnes E., Sandersen F. (1998). Slushflow hazard control. A review of mitigative measures. Proceedings of the International Conference in Voss, NGI, publication 203, Oslo, 140-147.
- Hestnes E. (1998). Slushflow hazard – Where, why and when? 25 years of consulting and research. Annals of Glaciology, 26: 370-376.
- Jaedicke C., Hoydal O.A., Midtbo K.H. (2013). Identification of slushflow situations from regional weather models. International Snow Science Workshop, Grenoble – Chamonix Mont-Blanc. Proceedings, 177-182.
- Kobayashi S., Izumi K., Kamiishi I. (1994). Slushflow disasters in Japan and its characteristics. International Snow Science Workshop, Snowbird, Utah, Proceedings, 657-665.
- Onesti L.J., Hestnes E. (1989). Slushflow questionnaire. Annals of Glaciology, 13: 226-230.
- Onesti L.J. (1985). Meteorological conditions that initiate slushflows in the Central Brooks Range, Alaska. Annals of Glaciology, 6: 23-25.
- Onesti L.J. (1987). Slushflow release mechanism: A first approximation. Avalanche Formation, Movement and Effects (Proceedings of the Davos Symposium, September 1986), IAHS Publ. no. 162, 331-336.
- Perov V.F. (1998). Slushflows: Basic properties and spreading. 25 Years of Snow Avalanche Research. Voss, 203-209.



- Sidorova T., Belaya N., Perov V. (2001). Distribution of slushflows in northern Europe and their potential change due to global warming. *Annals of Glaciology*, 32: 237-240.
- Washburn A.L., Goldthwait R.P. (1958). Slushflows. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 69: 1657-1658.



## Анализ состояния прорывоопасных озер по долине реки Гунт в Юго-Западном Памире

**Г.В. Шафиев**

*Агентство Ага Хана по Хабитат в Таджикистане, Душанбе/Хорог, Таджикистан,  
ganjali.shafiev@akdn.org*

В статье кратко рассматривается опыт работ организации FOCUS в Республике Таджикистан по оценке предполагаемого ущерба от прорывоопасных озер Юго-Западного Памира в рамках проекта COSE.

*плотина, прорывоопасное озеро, селевой очаг, селевой вал, угроза, митигационные проекты, система раннего оповещения, снижение риска*

## Analysis of the state of outburst lakes along the Gunt River valley in the South-Western Pamirs

**G.V. Shafiev**

*Aga Khan Agency for Habitat in Tajikistan, Dushanbe/Khorog, Tajikistan,  
ganjali.shafiev@akdn.org*

Author briefly describes an experience of works of the FOCUS Organization in Tajikistan according to estimated damage from break of dam of lakes of Southwest Pamir in a COSE project frame.

*dam, outburst lake, debris flow origination site, debris flow swell, hazards, mitigation projects, early warning system, decrease of risk*

В Таджикистане насчитываются 1449 озер общей площадью 716км<sup>2</sup>. Порядка 80% из них находятся в горных районах на абсолютных высотах 2500-5000 м над уровнем моря [Виниченко, 2003].

Среди опасных природных процессов, особой катастрофичностью отличаются селевые потоки, образующиеся в результате прорыва горных озер. В зону их поражения попадают населенные пункты, инфраструктуры и социальные объекты, расположившиеся вниз по долинам [Флейшман, 1978].

События отдаленных геологических угроз, связанные с прорывом ледниковых озер в высокогорьях Горно-Бадахшанской автономной области (ГБАО) неоднократно вызывали катастрофы в течение предыдущих десятилетий. Примером могут послужить прорыв озера Хидорджевдара в 1991 году, селевой поток в селение Дашт в 2002 году в долине реки Шохдара и селесход гляциального характера в долине Барсемдара долины реки Гунт в 2015 году [Шнайдер, 2003; «ФОКУС Гуманитарная...», 2015].

Основной целью проведенных исследований является обращение внимания государственных структур и населения, проживающих в долинах рек Шохдара и Гунт на существующие проблемы, с точки зрения снижения риска от селевых потоков и других опасных природных явлений [Шнайдер, 2010].

В рамках проекта COSE-1 была проведена оценка в пределах долин рек Гунт, Шохдара и прилегающих к ним водосборных бассейнов. В ходе проведения полевых исследовательских работ специалистами организации FOCUS были использованы





методы дистанционного зондирования с использованием спутниковых и аэрофотоснимков, а также пешие обследования потенциальных прорывоопасных озер. За период работ по проекту были обследованы:

- 2 ледниковых озера в долине реки Тукузбулок (правая составляющая реки Гунт),
- 6 морено-ледниковых озер и 1 озеро запрудного характера в долине реки Гунт.

Во время изучения ледниковых озер попутно проведены визуальные оценки состояния ледников, морен, термокарстов. Исследована также гипотетическая связь глобального изменения климата, его влияние на исчезновение озер и образование новых озер на теле ледников и морен.

При подготовке модели возможного затопления населенных пунктов в долине реки Гунт при возможном прорыве озер, были использованы:

- Программа приближенного расчета по определению потерь прорывной волны на расстояние [*Costa, 1988*].
- Результат батиметрических съемок озёр Риваккул, Нимоскул, Упаликул и Барсемкул в 2015-2017 гг.
- Расчет максимального расхода рек с учетом прорывной волны [*Costa, 1988*].
- Пропускная способность долин в районе точек замеров.
- Высота прорывной волны на створах.
- Время прихода прорывной волны до населенных пунктов.

Автор выражает благодарность специалистам Швейцарского Агентства по развитию и Московского государственного университета за оказанную помощь в проведении батиметрической съемки озер и обработке материалов.

При подготовке статьи использованы материалы по дешифрированию космических и спутниковых снимков методом аэрокосмического зондирования и батиметрической съёмки озер Барсемкул (2015 г.), Упаликул, Риваккул, Нимоскул (2017 г.) и отчёт «Селевые потоки в долине Барсемдара в июле 2015 года и образование подпрудного озера Барсемкуль на реке Гунт (ГБАО)».

При подготовке модели зоны поражения начальный расход воды рассчитывалось с учетом полного исхода объема воды из озера. Расход водного потока в руслах рассчитывались исходя из глубины уровня воды на русле на момент замера и при максимальном уровне. Гидравлические радиусы водных потоков рассчитывались исходя из формы сечения русла. Высота прорывного вала рассчитывалась исходя из пропускной способности русла реки в районе точки замера, а также от конфигурации формы долины. Скорость течения водного потока на русле рассчитывалась с учетом прорыва и морфометрических показателей местности.

На основании результатов полевого обследования, оценки и подсчета возможного ущерба при прорыве озер, расположенных в долине реки Гунт предположительно выделены озера по уровню угроз, краткое описание которых приводится ниже.

### Краткий обзор прорывоопасных озер долины реки Гунт

**Упаликул.** Озеро по уровню угрозы относится к умеренному типу. Плотины озера состоит из морены, которая может быстро размываться. Потенциальная опасность озера заключается в том, что вверх по долине находятся еще 5 озер каскадного характера и при прорыве одного из них, вода может прорвать существующую плотину с последующим образованием селевого схода вниз по долине. В зоне потенциальной угрозы от прорывной волны и селевого потока находятся населенные пункты джамоата Ванкала расположенные вдоль реки Гунт [*«ФОКУС Гуманитарная...»*, 2015].

**Кулев.** Озеро по уровню угрозы относится к умеренному типу. Плотины озера состоит из морены, которая может быстро размываться. Потенциальная опасность озера заключается в том, что выше, расположено еще одно озеро, которое в случае прорыва может вызвать разрушение дамбы нижнего озера. При этом по долине может пройти водоселевой поток, который представляет угрозу населенным пунктам джамоатов Вер и Ванкала расположенные вдоль реки Гунт [*«ФОКУС Гуманитарная...»*, 2015].



**Варшедзкул.** Озеро по уровню угрозы относится к опасному типу. Проблема заключается в том, что озеро расположено в теле морены и дамбу озера составляют лед и обломки горных пород. Прорыв озера возможен при отрыве языка ледника Варшедз или сильного потепления, которое может вызвать прохождения большого потока воды выше озера. Прорыв озера представляет непосредственную угрозу населенным пунктам Варшедз и Имом, а также селениям джамоата Ванкала расположенные вдоль реки Гунт [Шнайдер, 2003].

**Шазуд.** Озеро по уровню угрозы относится к умеренному типу. Здесь имеются несколько озер, которые расположены в языковой части морены у подножья ледника. Сброс воды из озёр происходит по выработанному тальвегу и пройдя через завал, ниже образует единое русло. Прорыв озёр может быть не такой уж опасной, поскольку завал между протоками является своего рода сдерживающим фактором. Тем не менее, если в начальной стадии размывается большой объем осадочного материала, то это может вызвать прохождения селевого потока внизу по течению. Вероятность достижения селения Шазуд низкая [Шнайдер, 2003; «ФОКУС Гуманитарная...», 2015].

**Пиш.** Озеро по уровню угрозы относится к умеренному типу. Главной проблемой для возникновения опасности является потепление, которое может способствовать активизацию таяния ледников с последующим образованием озёр. Анализ исторических данных показывает, что за последние 30-40 лет, по Пишдара, произошло отступление ледника Рог и образование новых озер у его подножья. При проведении оценки было выяснено, что даже прорыв озёр, расположенных в верховье Пишдара не представляют угрозу населенным пунктам, расположенных на конусе выноса данного ущелья. Дело в том, что днище Пишдара заполнено крупнообломочным материалом с многочисленными ловушками, которые являются преградой для поверхностного движения воды и селевого потока [«ФОКУС Гуманитарная...», 2015].

**Патхур.** В верховье ущелья находятся 2 озера незначительных размеров. Озёра ледникового происхождения, плотина составляет лед и обломочный материал. Оба озера не имеют предпосылки для прорыва. Однако не стоит исключать возможности прорыва, так как есть вероятность существования больших резервуаров в теле ледника или морены, которые могут представлять потенциальную угрозу. По Чапдаре прорывной паводок представляется более чем вероятным. Хотя ни озеро, ни плотина не представляют собой угрозы, тем не менее, остается много неопределенностей в отношении содержания погребенного льда в теле морены. Катастрофический прорыв с обследованных озер представляется маловероятным, так как их объем является ограниченным, более того, в долине существует места для удержания воды [«ФОКУС Гуманитарная...», 2015].

**Нимоскул.** Озеро по уровню угрозы относится к потенциально опасному. Вероятность прорыва низкая, так как строение существующей плотины скалистое. Прорыв возможен при падении в чашу озера оползня или обвала вызванный землетрясением. В верховье ущелья имеются 3 ледниковые озера. Областью питания озёр являются ледники. Плотины озёр моренные. Отток воды из верхних озер происходит по выработанным тальвегам. Сброс воды из верхних озёр происходит путем фильтрации воды через плотины. В случае прорыва в зоне угрозы от прорывной волны и селевого потока попадают селение Нимос и прибрежная часть селений Шитам и Рожак, а также населенные пункты джамоатов Вир и Навабад расположенные вдоль реки Гунт [«ФОКУС Гуманитарная...», 2015; Черноморец и др., 2017].

**Риваккул.** Озеро в верховье Ривакдара образовано в результате перекрытия долины моренной. Гребень плотины находится на высоте 70-80 метров выше уровня зеркала озера. Наименьшая высота надводного борта составляет 20-30 метров. Западная и северная части поверхности плотины состоят из крупных гранитных блоков. С юга, обрушенные породы, состоящие из дресвы и мелких обломков, примыкают к плотине. Прорыв озера может вызвать сильное землетрясение или резкое потепление. В случае прорыва в зоне угрозы от прорывной волны и селевого потока могут попасть селения Ривак, Турбат, другие жилые и социальные объекты джамоатов Навабад, Сучан и города

Хорог, расположенные близко к руслу реки Гунт [*«ФОКУС Гуманитарная...», 2015; Черноморец и др., 2017*].

Барсемкул. Озеро образовано в результате схода больших селевых потоков по Барсемдара в июле 2015 года. Плотина озера составляет материалы селевого потока. В настоящее время сброс воды из образовавшегося озера происходит по выработанному руслу. Ширина русла составляет 25 м. Озеро, сформировавшееся в долине реки Гунт, продолжает оставаться существенным фактором, угрожающим территориям, расположенным вниз по течению [*Черноморец, 2015; Черноморец и др., 2017*]. В настоящее время производятся мероприятия по спуску воды из озера методом строительства сбросных каналов.



Рис. 1. Селевая запруда долины реки Гунт в районе селения Барсем.



Рис. 2. Озеро Барсемкул (результат перекрытия долины селевым потоком в 2015 г.).

Необходимо констатировать, что в высокогорных районах, в частности в долине реки Гунт, события, связанные с катастрофическими прорывами ледниковых озер будут происходить и в будущем.

Также следует обратить внимание и на то, что многие озёра ледникового происхождения, имеют свойства меняться в размерах и при этом они могут постепенно или даже быстро перейти от безопасного состояния в состояние, подверженного к прорыву.

Характеристика озёр, которые могут представлять опасность прорыва, приводится в нижеследующей таблице.



Таблица 1. Характеристика прорывоопасных озер долины реки Гунт на Юго-Западном Памире

Местоположение озера	Объем воды (млн. м <sup>3</sup> )	Тип строения плотины	Первоначальный расход воды при прорыве (м <sup>3</sup> )	Тип долины по строению	Дальность очага зарождения до начального населенного пункта (км)	Средняя скорость прихода волны до первого населенного пункта (м/с)	Время прихода прорывной волны до начального населенного пункта (мин.)	Населенный пункт
Упали Нижний. Правый борт долины р. Тукузбулок в 142км от г. Хорог вверх по течению	0.8	Моренный	164	Широкий	24	7.5	53.3	Джелонди, джамоат Ванкала, Шугнанский район
Кулев Нижний. Левый приток р. Тукузбулок в 125км от г. Хорог вверх по течению	23.3	Моренный	1272	Широкий	20	8	41.7	Рохи Нав, джамоат Ванкала, Шугнанский район
Шазуд Верхний. Правый приток р. Гунт в 120км от г. Хорог вверх по течению	0.27	Моренный	64	Узкий	21	9.5	36.8	Шазуд, джамоат Ванкала, Шугнанский район
Варшедз Нижний. Левый приток р. Гунт в 125км от г. Хорог вверх по течению	2.5	Ледниковый	620	Узкий	12	7	28.6	Варшедз, джамоат Ванкала, Шугнанский район
Пиш. Левый приток р. Гунт в 92км от г. Хорог вверх по течению	0.55	Ледниково-моренный	50	Узкий	9	1	150	Пиш, джамоат Ванкала, Шугнанский район
Патхур (Чапдара) Правый приток р.	1.06	Ледниковый	73	Узкий	15	9.5	26.3	Патхур, джамоат Ванкала,



Местоположение озера	Объем воды (млн. м <sup>3</sup> )	Тип строения плотины	Первоначальный расход воды при прорыве (м <sup>3</sup> )	Тип долины по строению	Дальность очага зарождения до начального населенного пункта (км)	Средняя скорость прихода волны до первого населенного пункта (м/с)	Время прихода прорывной волны до начального населенного пункта (мин.)	Населенный пункт
Гунт в 95км от г. Хорог вверх по течению								Шугнанский район
Нимос. Левый приток р. Гунт в 70км от г. Хорог вверх по течению	11	Моренный	894	Узкий	5	8	10.4	Нимос, джамоат Вир, Шугнанский район
Ривак Нижний. Левый приток р. Гунт в 65км от г. Хорог вверх по течению	16	Моренный	598	Узкий	26	10	43.3	Ривак, джамоат Навабад, Шугнанский район
Барсем. Правый приток р. Гунт в 25км от г. Хорог вверх по течению)	4	Селевая запруда	1460	Узкий	1	7	2.4	Бердибекобод, джамоат Сучан, Шугнанский район

Примечание: Гидрологические показатели озер Упаликул, Ривакул, Нимоскул и Барсемкул составлены по данным батиметрических съемок 2015-2017 гг.



Рис. 3. Озеро Варшедз Нижнее.



Рис. 4. Озеро Шазуд Верхнее.



Рис. 5. Озеро Пиш Верхнее.



Рис. 6. Озеро Нимос.



Фото 7. Озеро Ривакул Нижнее.



Фото 8. Озеро Ривакул Нижнее.



Фото 9. Озеро Упали Нижнее.



Фото 10. Озеро Упали Нижнее.

### Список литературы

- Виниченко С.М. (2003). Снижение степени риска при катастрофических последствиях геологических процессов в горных сейсмоактивных территориях (Сарезское озеро). Ташкент, 58–60.
- Шафиев Г.В. (2013). Особенности проявлений селевых процессов и опыт международной организации «Фокус Гуманитарная Помощь» в разработке современных методов защиты от них в условиях Горного Бадахшана (Таджикистан). Геориск, 1: 53–59.
- Флейшман С.М. (1978). Сели. Л.: Гидрометиздат, 312 с.
- ФОКУС Гуманитарная Помощь (2015). Обеспечение безопасного условия в природном среде и координация по управлению снижению риска на уровне общин. Отчет. Душанбе.
- Черноморец С.С., Савернюк Е.А. (2015). Селевые потоки в долине реки Барсемдара в июле 2015 г. и подпрудное озеро Барсемкуль на реке Гунт (Горно-Бадахшанская автономная область, Таджикистан). Отчет. Москва.



- Черноморец С.С., Аршинова М.А., Висхаджиева К.С., Докукин М.Д., Запорожченко Э.В., Кидяева В.М., Крыленко И.Н., Леонтьева Т.А., Петрасов В.В., Савернюк Е.А. (2017). Батиметрическая съемка озёр Упалы и Трумтакуль, условия формирования катастрофических селей и моделирование возможных прорывов. Отчет. Москва, Научно-исследовательская лаборатория снежных лавин и селей.
- Черноморец С.С., Аршинова М.А., Висхаджиева К.С., Докукин М.Д., Запорожченко Э.В., Кидяева В.М., Крыленко И.Н., Леонтьева Т.А., Петрасов В.В., Савернюк Е.А. Батиметрическая съемка озёр Ривак и Немас, условия формирования катастрофических селей и моделирование возможных прорывов. Отчет. Москва, Научно-исследовательская лаборатория снежных лавин и селей.
- Шнайдер Ж.Ф. (2003). Удаленные природные угрозы на Юго-Западном Памире. Отчет. Душанбе.
- Шнайдер Ж.Ф., Мергили М. (2010). Отдаленные геологические угрозы в высокогорных регионах Таджикистана. Отчет. Душанбе.



## Origin and classification of debris flows

**M.G. Nanitashvili, D.R. Gurgeniidze, I.D. Inashvili**

*Georgian Technical University, Tbilisi, Georgia, e-mail: irmainashvili@yahoo.com*

The problem of formation and distribution of debris flows is considered in the article. Based on the work of several authors, an attempt was made to classify the debris flows by the following parameters: the particle size distribution, the frequency of debris flows, their influence on structures, water sources, water content, mass of solid particles of the flow, the key factors of flow formation and the prerequisite of flow formation.

*debris flows, formation of debris flows, classification of debris flows.*

## Формирование и классификация селевых потоков

**М.Г. Наниташвили, Д.Р. Гургенидзе, И.Д. Инашвили**

*Грузинский технический университет, Тбилиси, Грузия, e-mail: irmainashvili@yahoo.com*

В статье рассматривается проблема образования и распространения селевых потоков. На основе работ нескольких авторов сделана попытка классификации селевых потоков по следующим параметрам: гранулометрический состав, частота селей, их влияние на строения, источники воды, содержание воды, масса твердых частиц потока, ключевые факторы образования потока и предпосылка образования потока.

*селевые потоки, образование селевых потоков, классификация селевых потоков*

Georgia belongs to the highlands where debris flows are quite active, which are caused by geographical location and natural-climatic conditions of the country. It should be noted that the area is dominated by steep slopes; is often observed weathering of mountain rocks, reduction of vegetation cover, intensive atmospheric sediments with hail; debris flow basins are rich in loose solid materials that support the formation of debris flow body; in recent times, also increased activity of debris flows caused by anthropogenic impact.

The debris flow is a mud or quail trap that is composed of water and rocky pieces, characterized by the ability of an unexpected appearance and destructive power.

It is widely known in the Caucasus, Carpathians, Crimea, Urals, Pamirs, Altai's, Tian Shan, Altai and Suhani mountains.

Most mountainous regions, according to the solid mass in the stream, are characterized by the abundance of several types of debris flow. For example, in the Carpathians, we often encounter stony-water debris flow and the Caucasian - stone-mud and Central Asia - debris flows.

The velocity of debris flow is 2,5-4,0 m/s, but in case of dike eruptions, it can exceed 8-10 m/s. The result of debris flows passing, in this case, may be catastrophic.

The debris flow can be spread over long distances and generate massive obstacles and destabilization on the path of its movement (at the transit zone). At the same time, the volume of debris flow and the expenditures at the transit zone may be increased ten times higher than the initial.





The formation of debris flows is mainly due to simultaneous execution of three conditions, namely:

- The existence of mountain rocks on the slopes of the debris flow basin;
- The amount of water required for the loosening and transportation of loose solid material from the slope;
- Steep slopes of water flow.

The main reason for the collapse of mountain rocks is the sharp variation of the air temperature, causing the creation of the numerous cracks and the collapse of the rocks. The process is further contributed to freezing and draining of water in the cracks. In addition, the destruction of mountain rocks causes chemical and organic weathering.

In most cases, the cause of debris flows is caused by heavy rains, more rarely, snow intensity, and breakage of moraine type lakes, landslides, and earthquakes. However, every mountain region is characterized by a certain cause of debris flow.

For example, the causes of debris flow for the whole Caucasus are as follows: heavy rains and rains - 85%, snow melting - 6%, breakthrough moraines - 9%.

In general, the process of formation of debris flows caused by heavy rains is going on in the following way.

Initially, water-filled holes and cracks of rocks. Besides, the strength of the particle trap is dramatically reduced and the equilibrium condition of the loose rocks is collapsed. The water begins to flow on the surface, which results in the movement of small particles of soil, then the gravel and the crust, and finally the stones and boulders. The process increases in an avalanche manner. The resulting mass is flowing into the bed. On the way, it adds new masses of mountain rocks.

In recent times, natural causes of debris flows have been added such anthropogenic factors as massive cutting of timber on mountain slopes; Degradation of soils caused by grazing; Explosions during highway and railway construction; Mining works; Improperly provided irrigation works; Dissemination of plant cover due to waste of enterprises.

In order to choose the right anti-debris flow measures and to maximally protect the territories in the risk zone as well as the objects located on them, needed a correct classification of debris flows according to different indicators. In particular: according to granulometric composition, genesis, flooding frequency risk, structural impacts, water content, causing factors, etc.

Over the years, many researchers have worked on this issue [Vinogradov, 1980; Sheko, 1980; Perov, 1981; Natishvili, 1998; Natishvili et al., 2016; Kruashvili et al., 2016, 2017]. Based on analyzing these works, we have found the most common classification based on famous scientist's research.

According to the granulometric composition, the debris flow classification can be formulated as follows:

- Stony water - a mixture of water and major rocks, including boulders and rocks. Volumetric mass 1,1-1,5 t/m<sup>3</sup>. Mainly formed in solid rock zones;
- Muddy - a mixture of water, clay and dust particles, with a small concentration of stones. Volumetric mass of 1,5-2,0 t/m<sup>3</sup>;
- Stony-Muddy - a mixture of water, fine grain, pebbles, gravel and small sized stones. However, it is possible that even small quantities of large rocks that sometimes flow out and sometimes continue to move with them. Volume mass is 2,1-2,5 t/m<sup>3</sup>
- Climber-snowy - the transitional stage between debris flows and snowballs in which water is transported.

This classification shows that the debris flow is too heavy and the power of the debris flow is reached by 5-12 t/m<sup>2</sup>.

According to genesis, debris flows are divided into the following types:



- Alpine type is characterized by the rapid seasonal snowfall of snow (USA, Canada, Andes, Alps, Himalaya);
- Desert type - occurs in the arid or semi-arid regions of unexpected rainfall during the rainy season (Arizona, Nevada, California);
- Lahars - volcanic muddy flows, are formed by rainfall on the slopes of the volcanoes.

According to the frequency of debris flows:

- High debris flow activity - once in 3-5 years
- Average debris flow activity - once in 6-15 years recurrence;
- Low debris flow activity - recurrence once in 16 years and more rarely.

According to their impact on the construction:

- Small capacity - slight washing out, jamming of the aditus outlets;
- Medium power – strong washing out, complete wedging of the aditus, damage and destruction of faceless structures
- Powerful - a great destructive force, destruction of bridge piers, stone structures and roads;
- Catastrophic - complete destruction of constructions and roads and covering them by sediment.

According to water source:

- Rain caused - characteristic for medium and lowland debris flow basins that do not water from glaciers. The main condition of the formation of such debris flow is the atmospheric precipitation of the atmospheric sediments that can cause washout and transportation of decomposing rocks;
- Glacier - characteristic for high-glacier debris flows basins, with modern glaciers and moraines. The main source of watering for such type of debris flows are moraines the melting which glaciers, as well as the outburst of glacial and moraine lakes, provoke the development of debris flows. The formation of glacier debris flows greatly depends on air temperature;
- Volcanogenic - can develop during the earthquake. In some cases (when volcanic eruptions), when the formation of solid and liquid constituents of debris flow develop simultaneously.

According to water content:

- Linked (structural) streams - a mixture of water, clay, and sand, which has properties of a plastic substance. The flow moves as a single mass. In comparison with the water flow, it does not move according to the burden of the bed, but it destroys or corrects the riverbed or reinforces contractions;
- Unlinked streams - moving at great speed; There is a constant collision of stones, the processing of their facets. It contains a large amount of water that is represented as a transporter. The stream was mostly flowing a river bed and destroys in some places (See Table 1).

Based on the main factors of creation:

- Zonal - the main cause of formation is climatic conditions (precipitations). Debris flows are systematic. Transit zone is relatively constant;
- Regional - the main cause of formation is geological factors. The debris flows are episodic and transit zones are variable;
- Anthropogenic - the outcome of the human activity. Wherever the mountain landscape is on the big loading. The debris flows are episodic (see. Tabl. 2).



Table 1. The types of debris flows, according to the solid mass transported.

The size of the debris flow	Debris flow volume
Little	0,1-1,0 thousand m <sup>3</sup>
Big enough	1,0-10 thousand m <sup>3</sup>
Great	10-100 thousand m <sup>3</sup> (Once in 2-3 years)
Very big	0,1-1,0 Mln. m <sup>3</sup>
The greatest	1-10 Mln. m <sup>3</sup>
Grand	10-100 Mln. m <sup>3</sup>

Table 2. In accordance with the prerequisites.

Type	Prerequisites	Origin and distribution
Rain	Heavy rains, frequent rains	The most common debris flow type. Coming out of the slopes and landslides.
Snow	Intense snow melt	It originates in subarctic mountains. It is related to the moisture and detachment of snow masses.
Glacier	Intense ice melt	In mountainous regions. The melting point is associated with the flow of glacier waters.
Volcanogenic	Volcanic eruption	In the volcanoes regions. The largest is the emergence of intense snow melting and the breakdown of crater lakes.
Seismogenic	Strong earthquakes	Strong seismic regions. Cut off the ground masses from the slopes.
limnogenous	Development of lake dams	In mountainous regions. Dams break.
Anthropogenic, direct action	Accumulation of technogenic rocks. Poor land dams	Rocks accumulation sites The removal of technogenic rocks. Dam is damaged.
Anthropogenic, indirect action	Soil and Soil cover Damage	Places of the destruction of trees and meadows, washout of beds and slopes

The presented classification conducts the conditional nature, as we have different interpretations of the works of individual authors and are not yet accepted uniform standards.

### References

- Vinogradov Y.B. (1980). Classification of debris flow phenomena. Debris Flows. 4: 46-51. M., Gidrometeoizdat. (in Russian).
- Sheko A.I. (1980). Classification of debris flow by the granulometric composition of the solid component. In: The study and forecast of exogenous geological processes. VSEGINGEO Proceedings, 134: 4-8. Moscow. (in Russian).
- Perov V.F. (1981). Classification of exogenous processes in mountainous countries. Geomorphologiya, 1: 3-7. (in Russian).
- Natishvili O. (1998). Cohesive mudflow wave motion. Bulletin of the Georgian Academy of Sciences, 157(2): 258-260.
- Natishvili O., Kruashvili I., Gavardashvili G., Inashvili I. (2016). Methodical recommendations for designing debris-flow structures (hydraulic calculation). Georgian National Academy of Sciences, 48 p.
- Kruashvili I., Kukhalashvili E., Inashvili I., Bziava K. (2017). Debris-flow Phenomena – Risk, Prediction, Protection. Monograph, Published by the Publishing House “Technical University”, Tbilisi, Georgia, 250 p.
- Kruashvili I., Kukhalashvili E., Inashvili I., Bziava K., Lortkipanidze D. (2016). Determining hydraulic parameters of debris-flow channel. Ecological Systems and Devices, Monthly Scientific, Technological and Production Journal, Moscow, Russia, 11: 9-14.



## Debris flow channel processes and determination of the lateral compression ratio

I. Kruashvili<sup>1</sup>, W. Loiscandl<sup>2</sup>, I. Inashvili<sup>1</sup>, K. Bziava<sup>3</sup>, M. Himmelbauer<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Georgian Technical University, Tbilisi, Georgia, e-mail: iraklikruashvili@yahoo.com;  
i.inashvili@gtu.ge

<sup>2</sup>University of Natural Resources and Life Sciences, Vienna, Austria, e-mail:  
willibald.loiskandl@boku.ac.at; margaritahimmelbauer@boku.ac.at

<sup>3</sup>Ts. Mirtskhulava Water Management Institute of Georgian Technical University, Tbilisi,  
Georgia, e-mail: k.bziava@gtu.ge

Debris flow channels are characterized by a number of characteristics that are affected on the steady flow (with the uniform velocity). The problem deepens and becomes more abrupt in a case where the control of the debris flow in the waterway is carried out by using engineering measures. Particularly, compression of the debris flow by means of lateral structures causes its lateral deformation and occurrence of wave motion. By using the abovementioned, both the stability of channel processes and potential occurrence of deformation acquire special significance in matters of studying the stability of steady flow (debris-flow). In order to assess the stability of the debris flow and for forecasting the probable lateral compression, considering the rheological characteristics, we have derived the equation for computing the correlation between debris flow depth and wave depth, and lateral compression.

*debris flow, stability of channel, wave motion.*

## Процессы в селевых руслах и определение коэффициента бокового сжатия

И. Круашвили<sup>1</sup>, В. Лоискандл<sup>2</sup>, И. Инашвили<sup>1</sup>, К. Бзиава<sup>3</sup>, М. Химмельбауэр<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Грузинский технический университет, Тбилиси, Грузия, e-mail:  
iraklikruashvili@yahoo.com; i.inashvili@gtu.ge

<sup>2</sup>Венский университет природных ресурсов (БОКУ), Вена, Австрия, e-mail:  
willibald.loiskandl@boku.ac.at; margaritahimmelbauer@boku.ac.at

<sup>3</sup>Институт водного хозяйства им. Цотне Мирцхулава грузинского технического университета, Тбилиси, Грузия, e-mail: k.bziava@gtu.ge

Селевые русла характеризуются рядом особенностей воздействия на транзитный поток. Проблема осложняется и становится более интенсивной, когда регулирование селевого потока в канале осуществляется инженерными методами. В частности, регулирование селевых потоков поперечными сооружениями приводят к деформации потока и возникновению волнового движения. Исходя из вышесказанного, при изучении устойчивости транзитного потока, особое внимание



заслуживают стабильность русловых процессов и деформация русла. В статье, с целью прогнозирования устойчивости селевого потока и бокового сжатия, учитывая реологические характеристики, получены расчетные модели соотношения глубины селя к глубине волны, а также уравнение бокового сжатия потока.

*селевой поток, устойчивость канала, волновое движение*

Within the problematic of sustainable development of national economy, the debris flow occupies a special place among the natural disaster. According to the confirmed monitoring materials, often, morphometry of the debris flow waterway beds is inappropriately linked to the hydraulic parameters of flow. The fact is caused by both the deformations of waterway beds and failure of the shoreline infrastructure.

Despite the numerous scientific articles [Makkaveev, Konovalov, 1940; Kruashvili et al., 2014a,b; Kukhalashvili, 2014] that are dedicated to the above mentioned problem, perfect (completed) engineering (construction) norms and rules for hydraulic and hydrological computing of such type flows are still weak or totally absent in the practice. It is necessary to mention the fact that each waterway - it would be debris flow waterway or waterway, is characterized by the singularity of interaction with flow. Debris flow waterway is stabilized, when the merger of union between its morphometric and hydraulic elements of flow complies with the certain criteria.

Detection of the basic laws of interaction between the channel-bed and flow and processing their theory and computation issues, recently take a special place.

Dilemma, that was arisen regarding the interaction of riverbed and flow, has put a question to scientists to identify those laws that are emerged during the interaction of flow and structure, however the hydraulic issues related to the hyper-concentrated flows, which occupies a special place among the the natural disaster, partly left without attention.

Wave motion, which occurs in various waterways and reservoirs, is formed by different reasons and causes the various nature of motion, but it should be noted that the wave motion theory is related to the potential fluid motion, wherein the initial fluid motion is calmed.

Wave motion, the velocity of wave propagation in the determined fluid depth depends on the height  $h$  of this fluid and wavelength. When the wavelength is much bigger than its height, then the propagation velocity of its ridge (crest) can be defined by the equations derived by Lagrange, Saint-Venant or other authors.

It is known that the determination of the possibility of wave origin is closely related to the establishment of the stable criteria of uniform flow motion.

In addition, the stable motion problems are related to those unsolvable mathematical difficulties that have not been overcome yet. However, scientists from different countries at different times where repeatedly returning to study given problem and trying at least partially resolved and generated those criteria that would allow us to take in advance into account the possibility of generating of wave motion in the waterways. Since the first half of the 19th century flows were divided into two types: "quiet" and "storm" flow [Boussinesq, 1877].

Saint-Venant was divided flow into two types: a quiet and storm flows, but mentioned gradation of flow types where insufficient due to the frequent change of one type of flow into another or vice versa [Vedernikov, 1946]. V. Vedernikov made a significant contribution towards the assessment of uniform motion stability; proposed criterion by him has a number of advantages above other criteria. Using his criterion attention is drawn to the shape of a bed that will significantly impact the ability of the regime of a possible motion.

Criterion of stability of uniformly motion turbulent flow derived by T. G. Voynich-Syanozhentskiy, as the author points out, only 10% does not match in reality to the recent regime [Voinovich, Shvarts, 1946].

It is necessary to mention researches for the big-slope channels conducted by the specialists Thorsky G.N., Tilp P.J., Haggman P.C. From the US Bureau of Reclamation, this once again proved the great urgency of the given problem in a large undulating flows and the need for further study [Thorsky et al., 1967].



When the debris flow channels are formed by means of solid sediments that were moved by the debris flow, in a case on existence of regulation structures in it, it is necessary to know both bearing capacity of channel and feasible optimum value of cross-section compression of debris flow. In addition, it is necessary to consider the possible variation of shapes and sizes of debris-flow during expansion or narrowing of debris-flow channel, which is the reason of appearance of available channel deformation processes.

The task acquires a particular interest in a case, when the lateral compression of debris flow, which moves with stationary steady velocity, may occur due to the improper installation of bridges, located on the debris-flow channels and cross (transverse) regulation structures.

Lateral compression above the critical value can cause loss of both the stability of debris-flow movement regime and specific development of debris-flow channel deformation. Given problem gaining a special interest during assessment of stability of debris-flow and decision of regulation processes.

During the selection of particular regulation measures it should be considered not the average velocity, but the velocity of wave movement, because it causes (wave movement velocity) both the continuous and stepped variation of debris-flow channel morphometry.

According to the study about the influence of water wave flow movement on the erosion processes, which was conducted by Academician O. Natishvili, it was found that the value of average velocity of water flow, which moves as a wave type flow, increases by 1,5 times [Natishvili et al., 2014]. According to the mentioned, it is obvious, that inconsideration of wave movement may cause a high error both in channel processes and during assessment of quantitative deformations of actual channel section.

Debris flow, which was occurred due to the narrowing section of channel, is evaluated by the Law of quantity of motion, and its flow rate is equal to the multiplication of its velocity by depth. Cancellation of debris-flow narrowing causes the drop down of the debris-flow wave crest up to the minimum energy and flow takes place to the opposite direction against the debris-flow. When the initial velocity is equal to  $V_0$ , lowering of the wave crest height  $H$  up to its final depth  $h=h_k$  takes place. In this case, for the calculation of the motion velocity of wave decreasing, we may use the following equation [Makkaveev, Konovalov, 1940]:

$$V = V_0 \pm 2\sqrt{gH} \mp 2\sqrt{gh} \quad (1)$$

In a case, when the wave flow spreads in the opposite direction and the initial velocity  $V_0$  is equal to zero:

$$V = -\sqrt{2gH} + 2\sqrt{gh} \quad (2)$$

Thus, specific debris flow rate:

$$q = Vh = (-\sqrt{2gH} + 2\sqrt{gh})h \quad (3)$$

A similar equation for commutating the debris-flow rate can be derived according to the wave parameters obtained due to the flow narrowing, when the debris-flow bed is inclined to the ratio plot of the motion  $\alpha$  with angle and the wave height is important. In this case, velocity of wave spreading is equal:

$$C = \sqrt{gh \left(1 - \frac{h_0}{h}\right) \varphi \cos \alpha} \left(1 + \frac{3}{4} \frac{\Delta h}{h} \frac{1}{\left(1 - \frac{h_0}{h}\right) \xi}\right), \quad (4)$$



Where

$C$  - Velocity distribution of wave (m/s);

$g$  - Gravitational acceleration (m/s<sup>2</sup>)

$h_0$  - Equivalent depth appropriated to the coherence (m);

$h$  - Depth of the moving flow, when  $h_{cr}=h$  (m);

$\Delta h$  - Wave height of the moving flow (m);

$\varphi$  - Coefficient representing the function of angle of internal friction (Dimensionless).

When the height of the wave is insignificant:

$$C = \sqrt{gh \left(1 - \frac{h_0}{h}\right) \varphi \cos \alpha} \quad (5)$$

In a case of equaling the rheological characteristics to zero, i.e., when  $h_0=0$  and  $\varphi=1,0$  velocity of wave distribution matches to the velocity of water wave distribution:

$$C = \sqrt{gh \cos \alpha} \quad (6)$$

In a case of a significant depth of wave, equation for calculation of debris-flow rate will be looked like:

$$q = h \sqrt{gh \left(1 - \frac{h_0}{h}\right) \varphi \cos \alpha} \left(1 + \frac{3 \Delta h}{4 h} \frac{1}{\left(1 - \frac{h_0}{h}\right) \varphi}\right) \quad (7)$$

When the  $\Delta h$  height of wave is insignificant:

$$q = h \sqrt{gh \left(1 - \frac{h_0}{h}\right) \varphi \cos \alpha} \quad (8)$$

In a case of equaling the rheological features and channel plane to 0:

$$q = h \sqrt{gh} \quad (9)$$

Division of flow depth by initial area is available by equating (3) and (4) equations and can be expressed by:

$$\frac{h}{H} = \frac{4}{2 + \sqrt{\left(1 - \frac{h_{00}}{h}\right) \varphi \cos \alpha} \left(1 + \frac{3 \Delta h}{4 h} \frac{1}{\left(1 - \frac{h_0}{h}\right) \varphi}\right)} \quad (10)$$

When the wave height is insignificant and  $\alpha=0$ , the division is equal to  $\frac{h}{H} = \frac{4}{9}$  and it matches with the value of division of water flow depth by its initial depth value.



During the regulation of debris-flow, when its cross section is narrowing or enlarging, disruption of the flow structure and mode change is occurred, i.e., due to the lateral deformation, stretch takes place in the compressed section of debris-flow. Due to the compression, relative value of stretch of debris-flow, when  $\alpha=0$ , can be expressed:

$$\frac{\Delta h}{h} = \frac{2\sqrt{\left(1 - \frac{h_0}{h}\right)\varphi} + \left(1 - \frac{h_0}{h}\right)\varphi}{4}. \quad (11)$$

When the rheological features  $h_0=0$  and  $\varphi=1$ , then the division  $\frac{\Delta h}{h} = \frac{3}{4}$ .

(11) equation describes the relative characteristic of the hyper-concentrated flow deformation. Particularly, by the range of change value  $\frac{\Delta h}{h}$ . Division of the lateral deformation with the longitudinal deformation can be determined by the following equation:

$$\mu = \frac{\frac{\Delta B}{B}}{\frac{\Delta h}{h}}, \quad (12)$$

Where:

$\mu$  is the Poisson's ratio;

$\Delta B$  – lateral compression of the flow (m);

$B$  – flow width (m);

$\Delta h$  – value, expressing the stretch of flow (m);

$h$  – flow depth (m).

In order to describe the tension in the arbitrarily chosen point in the debris-flow body, can be described based on the main tensions:

$$\frac{\sigma_2}{\sigma_1} = \frac{\mu}{1 - \mu}. \quad (13)$$

Relation between the principal stresses for the debrisflow mass, which can be introduced by the rheological characteristics, can be expressed by the following equation:

$$\frac{\sigma_2}{\sigma_1} = \left(1 - \frac{h_0}{h}\right)\varphi. \quad (14)$$

In a case of equating (14) and (13) equations, the equation, computing ratio of the division of cross deformation by longitudinal deformation, can be transformed as following:

$$\mu = \frac{\left(1 - \frac{h_0}{h}\right)\varphi}{1 + \left(1 - \frac{h_0}{h}\right)\varphi}. \quad (15)$$





Fig. 1 illustrates ratio of the division of cross deformation by longitudinal deformation, when the rheological characteristics vary within the certain range.

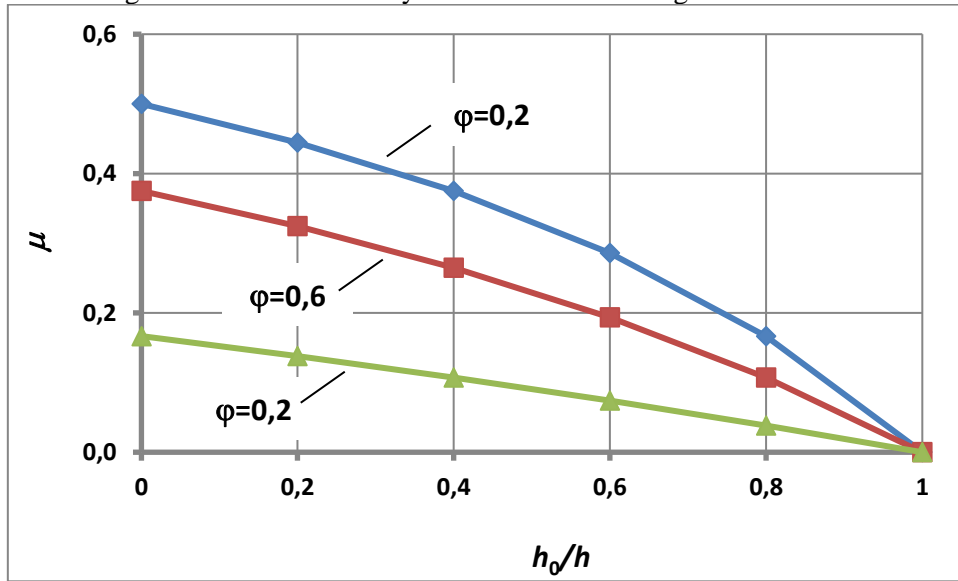


Fig. 1. Relation of ratio of the division of cross deformation by longitudinal deformation with its  $C$  coherency and  $\varphi$  coefficient of internal friction

In a case of Newtonian fluids, i.e. in the (15) equation, when  $h_0=0$  and  $\varphi=1,0$ , then  $\mu=0,5$ .

$$\frac{\Delta B}{B} = \mu \frac{2\sqrt{\left(1-\frac{h_0}{h}\right)\varphi} + \left(1-\frac{h_0}{h}\right)\varphi}{4} \quad (16)$$

If we mark the value of lateral compression of the flow by  $n$  and consider the value  $\mu$  in (16) equation, we will get:

$$n = \frac{\left(1-\frac{h_0}{h}\right)\varphi}{1 + \left(1-\frac{h_0}{hh}\right)\varphi} \frac{2\sqrt{\left(1-\frac{h_0}{h}\right)\varphi} + \left(1-\frac{h_0}{h}\right)\varphi}{4} \quad (17)$$

Figure 2 illustrates the relation between the variation range of the lateral compression ratio and rheological characteristics and presented by the graphical relationship

$$n = f\left(\mu, \frac{h_0}{h}, \varphi\right)$$

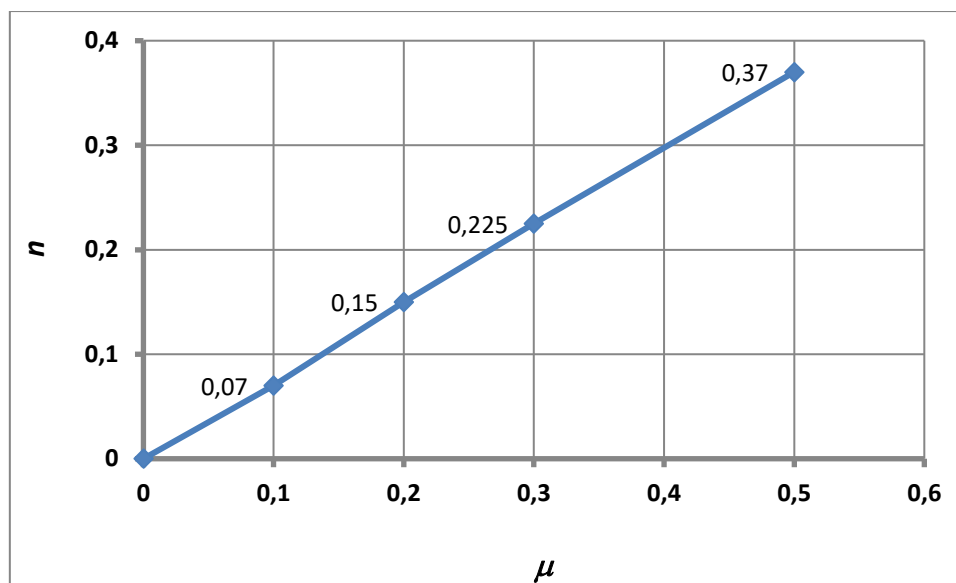


Fig. 2. Relation of lateral relative deformation of debris-flow, when  $\frac{h_0}{h}=0$  and angle of internal friction  $\varphi=1,0$ .

Graphical relationship shows, that when rheological characteristics equal to zero and disruption of debris-flow stability is starting, the critical value of lateral compression  $n = \frac{3}{4}\mu$ , i.e.,  $n=0,37$ . Obtained result is in normative convergence with the results obtained by the researches conducted on the water flow. During the regulation of water flow by means of cross structure, the graphical value of  $n$  is equal to 0,33.

### References

- Kruashvili I., Kukhalashvili E., Bziava K., Inashvili I., Kirtava V. (2014a). Computation of the hydraulics characteristics of the hyper-concentrated flows during flow over the debris-flow outlet. The Georgian Academy of Agricultural Sciences. International Conference "Climate change and its influence on sustainable and safe agriculture development", Tbilisi, 345-348;
- Kruashvili I., Kukhalashvili E., Inashvili I., Bziava K., Klimiashvili I. (2014b). Mathematical model of non-uniform motion of debris-flow. Technical University of Georgia. Georgian Engineering Academy. Hydroengineering. Scientific-Technical Journal, Tbilisi, 1-2(17-18): 42-45;
- Kukhalashvili E. (2014). Number of features of debris-flow on the transit sections and debris cones. Ministry of Education and Science of Georgia. Ts. Mirtskhulava Water Management Institute of Georgian Technical University. Collected Papers #69. Dedicated to the 85 Anniversary of the Water Management Institute, Tbilisi, 158-161.
- Makaveev V.M., Konovalov I.M. (1940). Hydraulics. Regizdat, Leningrad, 648 p.
- Boussinesq M.J. (1877). Essai sur la théorie des eaux courantes, Mémoires présentés par divers savants à l'Acad. des Sciences Inst. France (série 2), 23.
- Vedernikov V.V. (1946). Features of movement of fluids in the open channels. DAS USSR, XVIII(3).
- Voinovich P.A., Shvarts A.I. (1946). Uniform motion of aerated water flows. News of Scientific Research Institute of Hydraulics Engineering and Amelioration, 31: 41-53.
- Thorsky G.N., Tilp P.J., Haggman P.C. (1967). Slug Flow in Steep Chutes, Report No. CB-2, Bureau of Reclamation, Denver, Colorado, 91 p.
- Natshvili O.G., Urushadze T.P., Gavardashvili G.V. (2014). Wavy motion of slope runoff and intensity of soil erosion. JSC Publishing House "Nauchtechizdat", Moscow, p. 168.



## List of authors

Abrakhin	S.I.	606
Adzhiev	A.Kh.	378
Agatova	A.R.	505
Aleynikov	A.A.	367
Alimov	Yo.	571
An	C.	71
Anaev	M.A.	317
Andreev	Y.B.	564
Arakelian	S.M.	606
Aristov	K.A.	246
Askarova	M.A.	492
Aufleger	M.	77
Baimoldayev	T.A.	262
Bakarassova	T.V.	271
Baljyan	P.O.	283
Baljyan	V.P.	283
Baltakova	A.	22
Bao	H.	138
Bauer	M.	158
Bayramova	Y.T.	559
Bayunts	A.V.	283
Bekkiev	M.Yu.	317, 378
Beldiman	I.N.	450
Belyaev	Yu.R.	529
Blagovechshenskiy	V.P.	357, 492
Bobrova	D.A.	289
Bogachenko	E.M.	317, 564
Bondyrev	I.	33
Boroniva	A.S.	512
Bziava	K.	643
Chen	L.	44, 219
Chepurna	T.B.	54
Cherkesov	A.A.	464
Chernomorets	S.S.	5, 246, 317, 367
Chernous	P.A.	624
Dadiani	K.	193
Dekayir	A.	63
Di	J.	138
Dietrich	A.	123
Dirksen	V.G.	443
Dirksen	O.V.	443



Dokukin	M.D.	317
Dumbadze	D.	158
Efremov	Yu.V.	331
Fan	J.	71
Fazilov	A.R.	619
Feiger	N.	200
Feoktistova	I.G.	564
Fuchs	S.	77
Gao	B.	219
Garankina	E.V.	299, 529
Gavardashvili	G.V.	5, 499
Gavrilkina	S.A.	345
Gegiev	K.A.	308
Gems	B.	77
Genevois	R.	87
Gensiorovskiy	Y.V.	314, 351
Gergokova	Z.J.	308
Golenko	A.	357
Graf	C.	367, 571
Grigoreva	S.D.	512
Gurgenidze	D.R.	639
Gurinov	A.L.	529
Haidn	M.	158
Hardeep	M.	115
Harmouzi	H.	63
Hayrapetyan	V.G.	476
Himmelbauer	M.	643
Hofmann	H.	200
Hristova	N.	22
Hu	K.	97
Hübl	J.	152, 176
Inashvili	I.D.	639, 643
Isaac	M.	105, 115
Isaac	R.K.	105, 115
Ivanyan	G.A.	476
Jiu	J.	44
Kadetova	A.V.	550
Kaitna	R.	152
Kalov	R.Kh.	317
Kapitsa	V.	357
Kasatkin	N.	357
Kassenov	M.K.	262
Kazakov	N.A.	314, 351
Kazakova	E.N.	289, 351
Keilig	K.	123, 158
Keller	F.	77



Kenderova	R.	22, 166
Kesaonov	V.Kh.	383
Khadjiev	M.M.	317
Khatkutov	A.V.	317
Kherkheulidze	G.I.	15
Khozhanazarov	Y.K.	271
Khuchunaeva	L.V.	383
Kidyeva	V.M.	367
Kiknadze	K.	193
Kolypaeva	A.D.	450
Kondratieva	N.V.	378, 383
Koneshov	V.N.	606
Kononova	N.K.	471
Koschuch	R.	130
Kotenko	T.A.	389
Kotenko	L.V.	389
Kozireva	E.A.	550
Kautblatter	M.	123
Kruashvili	I.	643
Krylenko	I.N.	367, 564
Kuksina	L.V.	400
Kupreishvili	Sh.	193
Kurovskaia	V.A.	411
Laperdin	V.K.	419
Lekhatinov	A.M.	433, 438
Lekhatinova	E.B.	433
Lesnoy	V.A.	483
Li	W.	138
Li	Y.	209
Li	Y.L.	44, 219
Li	Y.M.	138
Liu	W.	97
Liu	J.K.	219
Loiscandl	W.	643
Lukashov	A.A.	299
Maisaia	I.	193
Makarieva	O.M.	450
Makarova	M.A.	443
Malneva	I.V.	464, 471
Markosyan	A.Kh.	476
Matsiy	S.I.	483
Mazzorana	B.	77
Medeu	A.R.	492
Menabde	Z.	158
Mishenin	V.	357
Muravyev	Ya.D.	400



Mussina	A.K.	262
Nagl	G.	152
Nanitashvili	M.G.	639
Natishvili	O.G.	499
Nepop	R.K.	505
Nesterova	N.V.	450
Neumann	P.	158
Nikolaev	A.V.	606
Nikolova	N.	166
Nikolova	V.	22
Niyazov	J.B.	619
Olzoev	B.N.	587
Ostashov	A.A.	576
Papathoma-Köhle	M.	77
Pathak	A.K.	105
Petrakov	D.A.	367
Plastinin	L.A.	587
Popov	S.V.	512
Pryakhina	G.V.	314, 345, 512
Rachev	G.	166
Raimbekova	Zh.T.	262
Ranova	S.U.	492
Razumov	V.V.	378
Rebrov	Yu.	357
Romanenko	F.A.	521
Rouai	M.	63
Rudinskaya	A.I.	529
Rybalchenko	S.V.	294, 538, 544
Rybchenko	A.A.	550
Safarov	E.S.	559
Safarov	S.H.	559
Saidov	M.S.	619
Salzmann	H.	200
Savernyuk	E.A.	317
Schimmel	A.	176
Seinova	I.B.	564
Semakov	D.	571
Semakova	E.	571
Severskiy	I.	357
Shafiev	G.V.	631
Shahgedanova	M.	357
Shakti	S.	115
Sharma	U.	105
Shavlakadze	M.	193
Sherkhov	F.Kh.	308
Shi	S.	44



Shulyakov	D.Yu.	331
Sichinava	P.	193
Sichugova	L.	571
Sokolova	D.P.	576, 624
Stepanov	B.S.	492
Stoffel	M.	367
Strom	A.L.	182
Stupin	V.P.	587
Sturm	M.	77
Sukhanova	A.A.	512
Sukhlyaeva	L.A.	483
Supatashvili	T.	193
Talanov	Ye.A.	595, 619
Tang	J.	97
Tecca	P.R.	87
Tokmajyan	O.V.	476
Tokmajyan	V.O.	283
Trifonov	D.V.	606
Trifonova	T.A.	606
Tutubalina	O.V.	246
Tyurin	S.V.	512
Usmanova	Z.	357
Verkhovov	K.V.	294, 538, 544
Vinogradov	A.Yu.	450
Vinogradova	T.A.	411, 450, 576
Vladimirova	N.A.	443
Volkov	A.V.	624
Wang	J.	44, 219
Wang	S.	209
Wendeler	C.	200
Xie	H.	209
Yu	B.	209
Zaporozhchenko	E.V.	317
Zelepukina	E.S.	345
Zhang	J.	209, 219
Zhang	G.	138
Zhang	X.	97
Zhdanov	V.V.	338
Zhirkevich	A.N.	182
Zinevich	Y.N.	271
Znamensky	D.V.	230



## Авторский указатель

Абрахин	С.И.	606
Агатова	А.Р.	505
Аджиев	А.Х.	378
Айзек	Р.К.	105, 115
Айзек	М.	105, 115
Айрапетян	В.Г.	476
Алейников	А.А.	367
Алимов	Ё.	571
Анаев	М.А.	317
Андреев	Ю.Б.	564
Ань	Ч.	71
Аракелян	С.М.	606
Аристов	К.А.	246
Аскарова	М.А.	492
Ауфлегер	М.	77
Баймолдаев	Т.А.	262
Байрамова	Й.Т.	559
Бакарасова	Т.В.	271
Балджян	П.О.	283
Балджян	В.П.	283
Балгакова	А.	22
Бао	Х.	138
Бауэр	М.	158
Баюнц	А.В.	283
Беккиев	М.Ю.	317, 378
Бельдиман	И.Н.	450
Беляев	Ю.Р.	529
Бзиава	К.	643
Благовещенский	В.П.	357, 492
Боброва	Д.А.	289
Богаченко	Е.М.	317, 564
Бондырев	И.	33
Боронина	А.С.	512
Ван	Ц.	44, 219
Ван	Ш.	209
Венделер	К.	200
Верховов	К.В.	294, 538, 544
Виноградов	А.Ю.	450
Виноградова	Т.А.	411, 450, 576
Владимирова	Н.А.	443
Волков	А.В.	624





Гавардашвили	Г.В.	5, 499
Гаврилкина	С.А.	345
Гао	Б.	219
Гаранкина	Е.В.	299, 529
Гегиев	К.А.	308
Гемс	Б.	77
Генсиоровский	Ю.В.	314, 351
Гергокова	З.Ж.	308
Голенко	А.	357
Граф	К.	367, 571
Григорьева	С.Д.	512
Гургенидзе	Д.Р.	639
Гуринов	А.Л.	529
Дадиани	К.	193
Декайир	А.	63
Ди	Ц.	138
Дирксен	В.Г.	443
Дирксен	О.В.	443
Дитрих	А.	123
Докукин	М.Д.	317
Думбадзе	Д.	158
Ефремов	Ю.В.	331
Жданов	В.В.	338
Женева	Р.	87
Жиркевич	А.Н.	182
Зальцманн	Х.	200
Запорожченко	Э.В.	317
Зелепукина	Е.С.	345
Зиневич	Ю.Н.	271
Знаменский	Д.В.	230
Иванян	Г.А.	476
Инашвили	И.Д.	639, 643
Кадетова	А.В.	550
Казаков	Н.А.	314, 351
Казакова	Е.Н.	289, 351
Каитна	Р.	152
Калов	Р.Х.	317
Кайлиг	К.	123, 158
Капица	В.	357
Касаткин	Н.	357
Касенов	М.К.	262
Келлер	Ф.	77
Кендерова	Р.	22, 166
Кесаонов	В.Х.	383
Кидяева	В.М.	367
Кикнадзе	К.	193



Козырева	Е.А.	550
Колупаева	А.Д.	450
Кондратьева	Н.В.	378, 383
Конешов	В.Н.	606
Кононова	Н.К.	471
Котенко	Т.А.	389
Котенко	Л.В.	389
Кошух	Р.	130
Краутблаттер	М.	123
Круашвили	И.	643
Крыленко	И.Н.	367, 564
Куксина	Л.В.	400
Купреишвили	Ш.	193
Куровская	В.А.	411
Лапердин	В.К.	419
Лесной	В.А.	483
Лехатинов	А.М.	433, 438
Лехатинова	Э.Б.	433
Ли	В.	138
Ли	Ю.	209
Ли	Ю.Л.	44, 219
Ли	Ю.М.	138
Лоискандл	В.	643
Лукашов	А.А.	299
Лю	В.	97
Лю	Ц.К.	219
Маисая	И.	193
Макарова	М.А.	443
Макарьева	О.М.	450
Мальнева	И.В.	464, 471
Маркосян	А.Х.	476
Маций	С.И.	483
Маццорана	Б.	77
Медеу	А.Р.	492
Менабде	З.	158
Мишенин	В.	357
Муравьев	Я.Д.	400
Мусина	А.К.	262
Нагль	Г.	152
Наниташвили	М.Г.	639
Натишвили	О.Г.	499
Непоп	Р.К.	505
Нестерова	Н.В.	450
Николаев	А.В.	606
Николова	В.	22
Николова	Н.	166



Ниязов	Дж.Б.	619
Нойманн	П.	158
Олзоев	Б.Н.	587
Осташов	А.А.	576
Папатхома-Кёле	М.	77
Патхак	А.К.	105
Петраков	Д.А.	367
Пластинин	Л.А.	587
Попов	С.В.	512
Пряхина	Г.В.	314, 345, 512
Разумов	В.В.	378
Раймбекова	Ж.Т.	262
Ранова	С.У.	492
Рачев	Г.	166
Ребров	Ю.	357
Романенко	Ф.А.	521
Руаи	М.	63
Рудинская	А.И.	529
Рыбальченко	С.В.	294, 538, 544
Рыбченко	А.А.	550
Савернюк	Е.А.	317
Саидов	М.С.	619
Сафаров	С.Г.	559
Сафаров	Э.С.	559
Се	Х.	209
Северский	И.	357
Сейнова	И.Б.	564
Семаков	Д.	571
Семакова	Э.	571
Сичинава	П.	193
Соколова	Д.П.	576, 624
Степанов	Б.С.	492
Стром	А.Л.	182
Ступин	В.П.	587
Супаташвили	Т.	193
Суханова	А.А.	512
Сухляева	Л.А.	483
Сычугова	Л.	571
Таланов	Е.А.	595, 619
Тан	Ц.	97
Текка	П.Р.	87
Токмаджян	В.О.	283
Токмаджян	О.В.	476
Трифонов	Д.В.	606
Трифонова	Т.А.	606
Тугубалина	О.В.	246



Тюрин	С.В.	512
Усманова	З.	357
Фазылов	А.Р.	619
Файгер	Н.	200
Фань	Ц.	71
Феоктистова	И.Г.	564
Фукс	С.	77
Хаджиев	М.М.	317
Хайдн	М.	158
Хардип	М.	115
Хармоузи	Х.	63
Хаткутов	А.В.	317
Херхеулидзе	Г.И.	15
Химмельбауэр	М.	643
Хожаназаров	Е.К.	271
Хофманн	Х.	200
Христова	Н.	22
Ху	К.	97
Хучунаева	Л.В.	383
Хюбль	Й.	152, 176
Цзю	Ц.	44
Чепурная	Т.Б.	54
Черкесов	А.А.	464
Черноморец	С.С.	5, 246, 317, 367
Черноус	П.А.	624
Чжан	Г.	138
Чжан	С.	97
Чжан	Ц.	209, 219
Чэнь	Л.	44, 219
Шавлакадзе	М.	193
Шакти	С.	115
Шарма	У.	105
Шафиев	Г.В.	631
Шахгеданова	М.	357
Шерхов	А.Х.	308
Ши	Ш.	44
Шиммель	А.	176
Штоффель	М.	367
Штурм	М.	77
Шуляков	Д.Ю.	331
Юй	Б.	209



## Table of contents

<b>About the 5<sup>th</sup> conference on “Debris Flows: Disasters, Risk, Forecast, Protection”</b>	<b>5</b>
<i>S.S. Chemomirets, G.V. Gavardashvili</i>	
<b>Conference organizers, sponsors and partners</b>	<b>8</b>
<b>Organizing committee of the Conference</b>	<b>10</b>
<b>Traditions of mudflow studies in the institute of hydrometeorology of georgian technical university: evaluations, prospects</b>	<b>15</b>
<i>G.I. Kherkheulidze</i>	
<b>Analysis of debris flows by application of GIS and remote sensing: case study of western foothills of Pirin Mountains (Bulgaria)</b>	<b>22</b>
<i>A. Baltakova, V. Nikolova, R. Kenderova, N. Hristova</i>	
<b>Glaciers and debris flows in the Caucasus</b>	<b>33</b>
<i>I. Bondyrev</i>	
<b>Discussion on the characteristics and calculation method of material source for the debris flow in Tian Mo Gully</b>	<b>44</b>
<i>L. Chen, J. Wang, J. Jiu, Y. Li, S. Shi</i>	
<b>System geoinformation approach to the study of mudflow processes</b>	<b>54</b>
<i>T.B. Chepurna</i>	
<b>Geomorphological and geological analysis of Akchour landslide in Rif Mountain, Morocco</b>	<b>63</b>
<i>H. Harmouzi, A. Dekayir, M. Rouai</i>	
<b>Assessment and analysis of the freeze-thaw erosion sensitivity in Tibet, China</b>	<b>71</b>
<i>J. Fan, C. An</i>	
<b>Impact forces of torrential floods on exposed buildings</b>	<b>77</b>
<i>S. Fuchs, M. Sturm, F. Keller, B. Mazzorana, M. Papathoma-Köhle, M. Aufleger, B. Gems</i>	
<b>The mud/debris flow of the Stava (Italy) tailings dams break</b>	<b>87</b>
<i>R. Genevois, P.R. Tecca</i>	
<b>Potential danger of dammed lakes induced by the 2017 Ms6.9 Milin earthquake in the Tsangpo gorge</b>	<b>97</b>
<i>K. Hu, X. Zhang, J. Tang, W. Liu</i>	
<b>Change in water environment and aquatic ecology of Himalayan region</b>	<b>105</b>
<i>M. Isaac, A.K. Pathak, R.K. Isaac, U. Sharma</i>	
<b>Climate change and flash floods in Himalayan region</b>	<b>115</b>



<i>R.K. Isaac, S. Shakti, M. Hardeep, M. Isaac</i>	
<b>How to effectively monitor geomorphic changes in debris flow channels</b>	<b>123</b>
<i>K. Keilig, A. Dietrich, M. Krautblatter</i>	
<b>Pulse-doppler RADAR-system for Alpine mass movement monitoring</b>	<b>130</b>
<i>R. Koschuch</i>	
<b>The meteorological warning method of China geological disasters induced by precipitation</b>	<b>138</b>
<i>Y. Li, W. Li, J. Di, G. Zhang, H. Bao</i>	
<b>A monitoring barrier for investigating debris flow/structure/ground interactions</b>	<b>152</b>
<i>G. Nagl, R. Kaitna, J. Hübl</i>	
<b>Geological and geotechnical findings of the catastrophic debris flow near Tskneti, Georgia, June 2015</b>	<b>158</b>
<i>P. Neumann, M. Bauer, M. Haidn, K. Keilig, Z. Menabde, D. Dumbadze</i>	
<b>Possible impact of climate and weather condition on debris flows occurrence (on the example of Kresna gorge, Bulgaria)</b>	<b>166</b>
<i>N. Nikolova, G. Rachev, R. Kenderova</i>	
<b>Automatic detection and identification of debris flows based on seismic and infrasound signals</b>	<b>176</b>
<i>A. Schimmel, J. Hübl</i>	
<b>Reconstruction of debris floods caused by breach of the prehistoric rockslide dams in Central Asia and their parameters assessment</b>	<b>182</b>
<i>A.L. Strom, A.N. Zhirkevich</i>	
<b>Forecasting colloidal fractions value transported by floods on the example of Duruji Basin</b>	<b>193</b>
<i>T. Supatashvili, Sh. Kupreishvili, P. Sichinava, M. Shavlakadze, K. Dadiani, K. Kiknadze, I. Maisaia</i>	
<b>Multi-level flexible debris flow barriers: case study in Peru</b>	<b>200</b>
<i>C. Wendeler, H. Salzmann, N. Feiger, H. Hofmann</i>	
<b>Engineering control of debris flow in New Luding county, Hengduan Mountains, China</b>	<b>209</b>
<i>H. Xie, Y. Li, S. Wang, J. Zhang, B. Yu</i>	
<b>Conditions and mechanism for formation of glacial debris flows in Parlung Zangbo, SE Tibetan Plateau</b>	<b>219</b>
<i>J.J. Zhang, J.K. Liu, Y.L. Li, J.C. Wang, L. Chen, B. Gao</i>	
<b>Brazilian tropical residual soils as the solid phase sources of local occurring mud and debris flows due to heavy rains</b>	<b>230</b>
<i>D.V. Znamensky</i>	
<b>Mapping of multiphase catastrophic glacial events</b>	<b>246</b>
<i>K.A. Aristov, O.V. Tutubalina, S.S. Chernomorets</i>	
<b>Spatial-temporal analysis of the mudflow phenomena distribution and ways of preventing and reducing their destructive effects in mountainous and foothill areas of Kazakhstan</b>	<b>262</b>



<i>T.A. Baimoldayev, M.K. Kassenov, A.K. Mussina, Zh.T. Raimbekova</i>	
<b>Design and construction of mud protection facilities in Kazakhstan. The present stage 2008-2018</b>	<b>271</b>
<i>T.V. Bakarassova, Y.N. Zinevich., Y.K. Khozhanazarov</i>	
<b>The prediction of surface position of sediments in the upper bay of mudflow protection structures</b>	<b>283</b>
<i>P.O. Baljyan, V.O. Tokmajyan, V.P. Baljyan, A.V. Bayunts</i>	
<b>Debris flow check constructions situated near the mouth of a debris flow rivers of the Sakhalin Island</b>	<b>289</b>
<i>D.A. Bobrova, E.N. Kazakova</i>	
<b>The motion of the solid phase in a turbulent debris flow</b>	<b>294</b>
<i>K.V. Verkhovov, S.V. Rybalchenko</i>	
<b>Relationship between seismic and debris flow manifestations in Khibiny low mountains, Kola peninsula, Russia</b>	<b>299</b>
<i>E.V. Garankina, A.A. Lukashov</i>	
<b>The analysis of existing methods of determining the mudflow velocity</b>	<b>308</b>
<i>K.A. Gegiev, F.Kh. Sherkhov, Z.J. Gergokova</i>	
<b>The effect of subsurface runoff in the formation of river flood and debris flow on the watercourses of the taiga zone</b>	<b>314</b>
<i>Y.V. Gensiorovskiy, G.V. Pryakhina, N.A. Kazakov</i>	
<b>Debris flows 14 and 15 august 2017 in the basin of Gerhozhan-Su river (Central Caucasus): conditions and causes of formation, dynamics, consequences</b>	<b>317</b>
<i>M.D. Dokukin, M.A. Anaev, M.Yu. Bekkiev, E.M. Bogachenko, E.V. Zaporozhchenko, R.Kh. Kalov, E.A. Savernyuk, S.S. Chernomorets, M.M. Khadjiev, A.V. Khatkutov</i>	
<b>Actions for protection of infrastructure against mudflows of Western Caucasus (in the Lagonaki Highlands)</b>	<b>331</b>
<i>Yu.V. Efremov, D.Yu. Shulyakov</i>	
<b>Water-ice flows on the rivers of the Almaty region</b>	<b>338</b>
<i>V.V. Zhdanov</i>	
<b>Prerequisite for enhanced mudflow activity in West Sayan mountains</b>	<b>345</b>
<i>E.S. Zelepukina, S.A. Gavrilkina, G.V. Pryakhina</i>	
<b>Debris flow protection on Sakhalin Island</b>	<b>351</b>
<i>E.N. Kazakova, N.A. Kazakov, Y.V. Gensiorovskiy</i>	
<b>Glacial Lakes in the Ile (Zailiiskiy) Alatau: Current state, observed changes and potential risks</b>	<b>357</b>
<i>V. Kapitsa, M. Shahgedanova, Z. Usmanova, I. Severskiy, V. Blagovechshenskiy, N. Kasatkin, V. Mishenin, Yu. Rebrov, A. Golenko</i>	
<b>Modelling of the 1st September 2017 Bashkara lakes outburst</b>	<b>367</b>
<i>V.M. Kidyayeva, D.A. Petrakov, S.S. Chernomorets, I.N. Krylenko, A.A. Aleynikov, M. Stoffel, C. Graf</i>	



<b>Comparative assessment of mudflow activity in the geographical regions of the North Caucasus (from east to west and from north to south) by type, origin and volume of mudflow deposits</b>	<b>378</b>
<i>N.V. Kondratieva, A.Kh. Adzhiev, V.V. Razumov, M.Yu. Bekkiev</i>	
<b>Formation and distribution of mudflows in North Ossetia–Alania</b>	<b>383</b>
<i>N.V. Kondratieva, V.Kh. Kesaonov, L.V. Khuchunaeva</i>	
<b>The 4 September 2017 mudflows in river basins Kuz'minka and Matrosskaya, Paramushir Island, the Kuril Islands</b>	<b>389</b>
<i>T.A. Kotenko, L.V. Kotenko</i>	
<b>Rivers of Kamchatka volcanic territories and their lahar danger</b>	<b>400</b>
<i>L.V. Kuksina, Ya.D. Muravyev</i>	
<b>Modeling of flash floods on the example of the Shirokii Channel</b>	<b>411</b>
<i>V.A. Kurovskaia, T.A. Vinogradova</i>	
<b>Environmental risk for the pollution of lake Baikal by the waste of the Baikal Pulp and Paper Mill</b>	<b>419</b>
<i>V.K. Laperdin</i>	
<b>Factors of forming mudflows Baikal rift zone and the protection cluster avtoturistic «Tunka Valley»</b>	<b>433</b>
<i>Lekhatinov A.M., Lekhatinova E.B.</i>	
<b>Natural distribution and activity indicators manifestations of mudflow</b>	<b>438</b>
<i>Lekhatinov A.M.</i>	
<b>Mountain ecosystems of Zhupanovsky Volcano (Kamchatka Peninsula, Russia) and their transformation under the influence of eruptions in 2013-2017</b>	<b>443</b>
<i>M.A. Makarova, V.G. Dirksen, N.A. Vladimirova, O.V. Dirksen</i>	
<b>Modeling of catastrophic floods in the basin of the river Tuapse</b>	<b>450</b>
<i>O.M. Makarieva, T.A. Vinogradova, N.V. Nesterova, A.Yu. Vinogradov, I.N. Beldiman, A.D. Kolypaeva</i>	
<b>Use of space weather indicators for operational forecast of mudflows</b>	<b>464</b>
<i>I.V. Malneva, A.A. Cherkesov</i>	
<b>Modern problems of forecasting mudslides in Georgia and in adjacent territories</b>	<b>471</b>
<i>I.V. Malneva, N.K. Kononova</i>	
<b>About the methodology of assessment of damage caused by mudflow action</b>	<b>476</b>
<i>A.Kh. Markosyan, O.V. Tokmajyan, V.G. Hayrapetyan, G.A. Ivanyan</i>	
<b>Mudflow-processes monitoring recommendations on motorways, by the example of the road section from the Sulimovsky stream to the border point (Esto-Sadok village)</b>	<b>483</b>
<i>S.I. Matsiy, L.A. Sukhlyayeva, V.A. Lesnoy</i>	
<b>Conception monitoring of the mudflow hazard in Ile Alatau</b>	<b>492</b>
<i>A.R. Medeu, M.A. Askarova, V.P. Blagovechshenskiy, S.U. Ranova, B.S. Stepanov</i>	





<b>Hydraulic calculation of anti-mudflow structure with a bottom grating to extinguish the kinetic energy of noncohesive debris flow to transform it into an ordinary silt-carrying flow</b>	<b>499</b>
<i>O.G. Natishvili, G.V. Gavardashvili</i>	
<b>Debris flows in mountain framing of the Boguty depression, South-West Altai: analysis of the landscape climatic factors and triggers</b>	<b>505</b>
<i>R.K. Nepoch, A.R. Agatova</i>	
<b>Outbursts of glacial and subglacial lakes at the area of the Progress station, East Antarctica, in 2017-2018</b>	<b>512</b>
<i>S.V. Popov, A.S. Boronina, G.V. Pryakhina, S.D. Grigoreva, A.A. Sukhanova, S.V. Tyurin</i>	
<b>Debris flows on the islands and coasts of the Arctic seas</b>	<b>521</b>
<i>F.A. Romanenko</i>	
<b>Debris flow phenomena in the Lovozerskiye Tundry</b>	<b>529</b>
<i>A.I. Rudinskaya, Yu.R. Belyaev, A.L. Gurinov, E.V. Garankina</i>	
<b>An integrated approach to the creation of the engineering protection against debris flow processes on marine terraces of the Sakhalin island</b>	<b>538</b>
<i>S.V. Rybalchenko, K.V. Verkhovov</i>	
<b>The difference of slope debris flows from other exogenous processes</b>	<b>544</b>
<i>S.V. Rybalchenko, K.V. Verkhovov</i>	
<b>Formation conditions and hazard analysis of debris flows in the Tunka ridge, Siberia, Russia</b>	<b>550</b>
<i>A.A. Rybchenko, A.V. Kadetova, E.A. Kozireva</i>	
<b>The strong hail and mudflow events occurred in the territory of Gobustan district of Azerbaijan Republic on June 1, 2017</b>	<b>559</b>
<i>S.H. Safarov, <sup>1</sup>T. Bayramova, E.S. Safarov</i>	
<b>Methodology for the debris flows forecast in the Central Caucasus region and its approbation</b>	<b>564</b>
<i>I.B. Seinova, Y.B. Andreev, I.N. Krylenko, E.M. Bogachenko, I.G. Feoktistova</i>	
<b>Remote sensing techniques and numerical simulation of debris flows in the Akhangaran and Tegermech Rivers basins, using RAMMS software</b>	<b>571</b>
<i>E. Semakova, Yo. Alimov, L. Sichugova, D. Semakov, C. Graf</i>	
<b>Assessment of dynamic characteristics of debris flow</b>	<b>576</b>
<i>D.P. Sokolova, T.A. Vinogradova, A.A. Ostashov</i>	
<b>Principles of morphodynamic analysis and mapping of mudflow hazard of the mountains of southern Siberia</b>	<b>587</b>
<i>V.P. Stupin, L.A. Plastinin, B.N. Olzoev</i>	
<b>Climatology of debris-flow forming precipitation in Caucasus: hypotheses and facts</b>	<b>595</b>
<i>Ye.A. Talanov</i>	



---

<b>New verification of the groundwater and tectonic processes possible impact on a series of recent catastrophic floods and debris flows (2011-2017)</b>	<b>606</b>
<i>T.A. Trifonova, D.V. Trifonov, S.I. Abrakhin, V.N. Koneshov, A.V. Nikolaev, S.M. Arakelian</i>	
<b>The debris flows hazard of the river Varzob basin (Tajikistan)</b>	<b>619</b>
<i>A.R. Fazilov, J.B. Niyazov, M.S. Saidov, Ye.A. Talanov</i>	
<b>Slushflow release forecasting</b>	<b>624</b>
<i>P.A. Chernous, A.V. Volkov, D.P. Sokolova</i>	
<b>Analysis of the state of outburst lakes along the Gunt River valley in the South-Western Pamirs</b>	<b>631</b>
<i>G.V. Shafiev</i>	
<b>Origin and classification of debris flows</b>	<b>639</b>
<i>M.G. Nanitashvili, D.R. Gurgenidze, I.D. Inashvili</i>	
<b>Debris flow channel processes and determination of the lateral compression ratio</b>	<b>643</b>
<i>I. Kruashvili, W. Loiscandl, I. Inashvili, K. Bziava, M. Himmelbauer</i>	
<b>List of authors</b>	<b>650</b>
<b>Table of contents</b>	<b>660</b>



## Содержание

<b>О 5-й конференции «Селевые потоки: катастрофы, риск, прогноз, защита»</b>	<b>5</b>
<i>С.С. Черноморец, Г.В. Гавардашвили</i>	
<b>Организаторы, спонсоры и партнеры конференции</b>	<b>9</b>
<b>Оргкомитет конференции</b>	<b>12</b>
<b>Традиции селеведения в институте гидрометеорологии Грузинского технического университета: оценки и перспективы</b>	<b>15</b>
<i>Г.И. Херхеулидзе</i>	
<b>Применение ГИС и данных дистанционного зондирования для анализа селевых потоков на примере изучения восточных предгорий Пирина (Болгария)</b>	<b>22</b>
<i>А. Балтакова, В. Николова, Р. Кендерова, Н. Христова</i>	
<b>Ледники и сели на Кавказе</b>	<b>33</b>
<i>И. Бондырев</i>	
<b>К вопросу о характеристиках и методах вычисления объемов источников твердого питания селей в долине Тянь Мо</b>	<b>44</b>
<i>Л. Чэнь, Ц. Ван, Ц. Цзю, Ю. Ли, Ш. Ши</i>	
<b>Системный геоинформационный подход к изучению селевых процессов</b>	<b>54</b>
<i>Т.Б. Чепурная</i>	
<b>Геолого-геоморфологический анализ оползня Акчор в горах Эр-Рифа, Марокко</b>	<b>63</b>
<i>Х. Хармоузи, А. Декайир, М. Руаи</i>	
<b>Оценка и анализ подверженности территории воздействию термоэрозионных процессов в Тибете, Китай</b>	<b>71</b>
<i>Ц. Фань, Ч. Ань</i>	
<b>Силы воздействия селевых потоков на здания</b>	<b>77</b>
<i>С. Фукс, М. Штурм, Ф. Келлер, Б. Маццорана, М. Папатхома-Кёле, М. Ауфлегер, Б. Гемс</i>	
<b>Грязекаменный поток при прорыве дамбы хвостохранилища Валь-ди-Ставе (Италия)</b>	<b>87</b>
<i>Р. Женевуа, П.Р. Текка</i>	
<b>Потенциальная опасность подпрудных озёр, образовавшихся в ущелье Цангпо вследствие Милиньского землетрясения магнитудой 6.9</b>	<b>97</b>
<i>К. Ху, С. Чжан, Ц. Тан, В. Лю</i>	
<b>Изменение водной среды и водной экологии в Гималайском регионе</b>	<b>105</b>
<i>М. Айзек, А.К. Патхак, Р.К. Айзек, У. Шарма</i>	
<b>Изменения климата и селевые паводки в Гималайском регионе</b>	<b>115</b>
<i>Р.К. Айзек, С. Шакти, М. Хардип, М. Айзек</i>	



<b>Как проводить эффективный мониторинг изменений рельефа селевых русел</b>	<b>123</b>
<i>К. Кайлиг, А. Дитрих, М. Крайтблаттер</i>	
<b>Импульсно-доплеровская радарная система для мониторинга массовых смещений в Альпах</b>	<b>130</b>
<i>Р. Кошух</i>	
<b>Метод метеорологического оповещения о геологических катастрофах в Китае, вызванных осадками</b>	<b>138</b>
<i>Ю. Ли, В. Ли, Ц. Ди, Г. Чжан, Х. Бао</i>	
<b>Контрольно-измерительный барьер для исследования взаимодействия селя с сооружениями и земной поверхностью</b>	<b>152</b>
<i>Г. Нагль, Р. Каитна, Й. Хюбль</i>	
<b>Геологические и геотехнические уроки катастрофического селя около Цхнети, Грузия, в июне 2015 года</b>	<b>158</b>
<i>П. Нойманн, М. Бауэр, М. Хайдн, К. Кайлиг, З. Менабде, Д. Думбадзе</i>	
<b>Возможное воздействие климатических и погодных условий на формирование селевых потоков (на примере ущелья Кресна, Болгария)</b>	<b>166</b>
<i>Н. Николова, Г. Рачев, Р. Кендерова</i>	
<b>Автоматическое обнаружение и идентификация селей на основе сейсмических и инфразвуковых сигналов</b>	<b>176</b>
<i>А. Шиммель, Й. Хюбль</i>	
<b>Реконструкция селевых паводков, вызванных прорывами доисторических обвальных дамб в Центральной Азии, и оценка их параметров</b>	<b>182</b>
<i>А.Л. Стром, А.Н. Жиркевич</i>	
<b>Прогнозирование количества коллоидных фракций, переносимых паводками (на примере бассейна Дуруджи)</b>	<b>193</b>
<i>Т. Супаташвили, Ш. Купреишвили, П. Сичинава, М. Шавлакадзе, К. Дадиани, К. Кикнадзе, И. Маисая</i>	
<b>Многоуровневые гибкие противоселевые барьеры на примере работ в Перу</b>	<b>200</b>
<i>К. Венделер, Х. Зальцманн, Н. Файгер, Х. Хофманн</i>	
<b>Инженерная защита от селевых потоков в уезде Новый Лудин, горы Хэндуань, Китай</b>	<b>209</b>
<i>Х. Се, Ю. Ли, Ш. Ван, Ц. Чжан, Б. Юй</i>	
<b>Условия и механизм формирования гляциальных селей в долине Парлун Цангпо, юго-восток Тибетского нагорья</b>	<b>219</b>
<i>Ц.Ц. Чжан, Ц.К. Лю, Ю.Л. Ли, Ц.Ч. Ван, Л. Чэнь, Б. Гао</i>	
<b>Тропические остаточные почвы как источник твердой составляющей селевой массы для селей ливневого типа в Бразилии</b>	<b>230</b>
<i>Д.В. Знаменский</i>	
<b>Изучение многофазных катастрофических гляциальных событий картографическим методом</b>	<b>246</b>
<i>К.А. Аристов, О.В. Тутубалина, С.С. Черноморец</i>	
<b>Пространственно-временной анализ распределения селевых явлений и пути предупреждения</b>	



<b>и снижения их разрушительных воздействий в горных и предгорных районах Казахстана</b>	<b>262</b>
<i>Т.А. Баймолдаев, М.К. Касенов, А.К. Мусина, Ж.Т. Раймбекова</i>	
<b>Проектирование и строительство селезащитных сооружений в Казахстане. Современный этап 2008-2018</b>	<b>271</b>
<i>Т.В. Бакарасова, Ю.Н. Зиневич, Е.К. Хожаназаров</i>	
<b>Прогноз положения поверхности отложений на верхнем бьефе селезащитных сооружений</b>	<b>283</b>
<i>П.О. Балджян, В.О. Токмаджян, В.П. Балджян, А.В. Баюнц</i>	
<b>Селепропускные сооружения в приустьевой части селевых рек о. Сахалин</b>	<b>289</b>
<i>Д.А. Боброва, Е.Н. Казакова</i>	
<b>Движение твердой фазы в турбулентном селевом потоке</b>	<b>294</b>
<i>К.В. Верховов, С.В. Рыбальченко</i>	
<b>Взаимосвязь проявлений сейсмичности и селевой деятельности в Хибинском низкогорном массиве, Кольский полуостров, Россия</b>	<b>299</b>
<i>Е.В. Гаранкина, А.А. Лукашов</i>	
<b>К анализу существующих методов определения скорости селевого потока</b>	<b>308</b>
<i>К.А. Гегиев, А.Х. Шерхов, З.Ж. Гергокова</i>	
<b>Влияние подруслового стока при формировании дождевых паводков и селей на водотоках таежной зоны</b>	<b>314</b>
<i>Ю.В. Генсиоровский, Г.В. Пряхина, Н.А. Казаков</i>	
<b>Селевые потоки 14-15 августа 2017 г. в бассейне р. Герхожан-Су (Центральный Кавказ): условия и причины формирования, динамика, последствия</b>	<b>317</b>
<i>М.Д. Докукин, М.А. Анаев, М.Ю. Беккиев, Е.М. Богаченко, Э.В. Запорожченко, Р.Х. Калов, Е.А. Савернюк, С.С. Черноморец, М.М. Хаджиев, А.В. Хаткутов</i>	
<b>Мероприятия по защите инфраструктуры от селевых потоков на Западном Кавказе (в пределах Лагонакского нагорья)</b>	<b>331</b>
<i>Ю.В. Ефремов, Д.Ю. Шуляков</i>	
<b>Водоледовые потоки на реках Алматинской области</b>	<b>338</b>
<i>В.В. Жданов</i>	
<b>Предпосылки к усилению селевой деятельности в горах Западного Саяна</b>	<b>345</b>
<i>Е.С. Зелепукина, С.А. Гаврилкина, Г.В. Пряхина</i>	
<b>Защита от селевых потоков на острове Сахалин</b>	<b>351</b>
<i>Е.Н. Казакова, Н.А. Казаков, Ю.В. Генсиоровский</i>	
<b>Ледниковые озера Иле (Заилийского) Алатау: состояние, современные изменения, вероятные риски</b>	<b>357</b>
<i>В. Капица, М. Шахгеданова, З. Усманова, И. Северский, В. Благовещенский, Н. Касаткин, В. Мишенин, Ю. Ребров, А. Голенко</i>	
<b>Моделирование прорыва Башкаринских озер 1 сентября 2017 года</b>	<b>367</b>
<i>В.М. Кидяева, Д.А. Петраков, С.С. Черноморец, И.Н. Крыпенко, А.А. Алейников, М. Штоффель,</i>	



*К. Граф*

<b>Сравнительная оценка селевой активности в географических районах Северного Кавказа (с востока на запад и с севера на юг) по типу, генезису и объемам выносов</b>	<b>378</b>
<i>Н.В. Кондратьева, А.Х. Аджиев, В.В. Разумов, М.Ю. Беккиев</i>	
<b>Формирование и распространение селей на территории Северной Осетии–Алании</b>	<b>383</b>
<i>Н.В. Кондратьева, В.Х. Кесаонов, Л.В. Хучунаева</i>	
<b>Сели 4 сентября 2017 г. в бассейнах рек Кузьминка и Матросская, остров Парамушир, Курилы</b>	<b>389</b>
<i>Т.А. Котенко, Л.В. Котенко</i>	
<b>Реки вулканических территорий Камчатки и их лахароопасность</b>	<b>400</b>
<i>Л.В. Куксина, Я.Д. Муравьев</i>	
<b>Моделирование ливневых паводков на примере канала Широкого</b>	<b>411</b>
<i>В.А. Куровская, Т.А. Виноградова</i>	
<b>Экологический риск загрязнения озера Байкал отходами Байкальского целлюлозно-бумажного комбината</b>	<b>419</b>
<i>В.К. Лапердин</i>	
<b>Факторы формирования селей Байкальской рифтовой зоны и проблема защиты автотуристического кластера «Тункинская долина»</b>	<b>433</b>
<i>А.М. Лехатинов, Э.Б. Лехатинова</i>	
<b>Природные индикаторы распространения и активности проявления селей</b>	<b>438</b>
<i>А.М. Лехатинов</i>	
<b>Горные экосистемы вулкана Жупановский (полуостров Камчатка, Россия) и их трансформация под влиянием извержений 2013-2017 гг.</b>	<b>443</b>
<i>М.А. Макарова, В.Г. Дирксен, Н.А. Владимирова, О.В. Дирксен</i>	
<b>Моделирование катастрофических паводков в бассейне р. Туапсе</b>	<b>450</b>
<i>О.М. Макарьева, Т.А. Виноградова, Н.В. Нестерова, А.Ю. Виноградов, И.Н. Бельдиман, А.Д. Колупаева</i>	
<b>Использование показателей космической погоды для оперативного прогноза селей</b>	<b>464</b>
<i>И.В. Мальнева, А.А. Черкесов</i>	
<b>Современные проблемы прогнозирования селей в Грузии и на сопредельных территориях</b>	<b>471</b>
<i>И.В. Мальнева, Н.К. Кононова</i>	
<b>О методике оценки ущерба от воздействия селей</b>	<b>476</b>
<i>А.Х. Маркосян, О.В. Токмаджян, В.Г. Айрапетян, Г.А. Иванян</i>	
<b>Рекомендации по мониторингу селевых процессов на автомобильных дорогах, на примере участка дороги от Сулимовского ручья до пограничного поста (с. Эсто-Садок)</b>	<b>483</b>
<i>С.И. Маций, Л.А. Сухляева, В.А. Лесной</i>	
<b>Концепция мониторинга селевой опасности в Иле Алатау</b>	<b>492</b>
<i>А.Р. Медеу, М.А. Аскарова, В.П. Благовещенский, С.У. Ранова, Б.С. Степанов</i>	



<b>Гидравлический расчет противоселевого сооружения с донной решеткой для гашения кинетической энергии несвязного селевого потока с целью трансформации его в обыкновенный наносонесущий поток</b>	<b>499</b>
<i>О.Г. Натишвили, Г.В. Гавардашвили</i>	
<b>Селевые процессы в горном обрамлении Богутинской впадины, юго-восточный Алтай: анализ ландшафтно-климатических факторов и спусковых механизмов</b>	<b>505</b>
<i>Р.К. Ненон, А.Р. Агамова</i>	
<b>Прорывы ледниковых и подледниковых озёр в районе антарктической станции Прогресс, Восточная Антарктида, в 2017 - 2018 гг.</b>	<b>512</b>
<i>С.В. Попов, А.С. Боронина, Г.В. Пряхина, С.Д. Григорьева, А.А. Суханова, С.В. Тюрин</i>	
<b>Селевые потоки на островах и побережьях арктических морей</b>	<b>521</b>
<i>Ф.А. Романенко</i>	
<b>Селевые процессы в Ловозерских тундрах</b>	<b>529</b>
<i>А.И. Рудинская, Ю.Р. Беляев, А.Л. Гуринов, Е.В. Гаранкина</i>	
<b>Комплексный подход к созданию инженерной защиты от селевых процессов на морских террасах о. Сахалина</b>	<b>538</b>
<i>С.В. Рыбальченко, К.В. Верховов</i>	
<b>Отличие склоновых селей от других склоновых экзогенных процессов</b>	<b>544</b>
<i>С.В. Рыбальченко, К.В. Верховов</i>	
<b>Особенности формирования селей и селевая опасность Тункинских гольцов (Республика Бурятия, Россия)</b>	<b>550</b>
<i>А.А. Рыбченко, А.В. Кадетова, Е.А. Козырева</i>	
<b>Сильное градовое явление и селевой поток, наблюдавшиеся на территории Гобустанского района Азербайджанской Республики 1 июня 2017 г.</b>	<b>559</b>
<i>С.Г. Сафаров, Й.Т. Байрамова, Э.С. Сафаров</i>	
<b>Методика прогноза селей в регионе Центрального Кавказа и опыт ее апробации</b>	<b>564</b>
<i>И.Б. Сейнова, Ю.Б. Андреев, И.Н. Крыленко, Е.М. Богаченко, И.Г. Феоктистова</i>	
<b>Методы дистанционного зондирования и численного моделирования для изучения селевых потоков в бассейнах рек Ахангаран и Тегермеч</b>	<b>571</b>
<i>Э. Семакова, Ё. Алимов, Л. Сычугова, Д. Семаков, К. Граф</i>	
<b>Оценка скорости движения селевого потока по различным методикам</b>	<b>576</b>
<i>Д.П. Соколова, Т.А. Виноградова, А.А. Осташов</i>	
<b>Принципы морфодинамического анализа и картографирования селевой опасности гор Южной Сибири</b>	<b>587</b>
<i>В.П. Ступин, Л.А. Пластинин, Б.Н. Олзоев</i>	
<b>Климатология селеформирующих дождей на Кавказе: гипотезы и факты</b>	<b>595</b>
<i>Е.А. Таланов</i>	



<b>Новые данные влияния подземных вод и тектонических процессов на ряд недавних катастрофических наводнений и селей (2011-2017 годы)</b>	<b>606</b>
<i>Т.А. Трифонова, Д.В. Трифонов, С.И. Абрахин, В.Н. Конешов, А.В. Николаев, С.М. Аракелян</i>	
<b>Селевая опасность бассейна р. Варзоб (Таджикистан)</b>	<b>619</b>
<i>А.Р. Фазылов, Дж.Б. Ниязов, М.С. Саидов, Е.А. Таланов</i>	
<b>Прогнозирование возникновения водоснежных потоков</b>	<b>624</b>
<i>П.А. Черноус, А.В. Волков, Д.П. Соколова</i>	
<b>Анализ состояния прорывоопасных озер по долине реки Гунт в Юго-Западном Памире</b>	<b>631</b>
<i>Г.В. Шафиев</i>	
<b>Формирование и классификация селевых потоков</b>	<b>639</b>
<i>М.Г. Наниташвили, Д.Р. Гургенидзе, И.Д. Инашвили</i>	
<b>Процессы в селевых руслах и определение коэффициента бокового сжатия</b>	<b>643</b>
<i>И. Круашвили, В. Лоискандл, И. Инашвили, К. Бзиава, М. Химмельбауэр</i>	
<b>Авторский указатель</b>	<b>655</b>
<b>Содержание</b>	<b>666</b>





Publishing House "Universal"

---

TBILISI, 0186, A. POLITKOVSKAIA ST. 4 ☎: 5(99)335202, 5(99)172230  
E-mail: gamomcemlobauniversal@gmail.com; universal505@ymail.com



საქართველოს გარემოსა და ბუნებრივი რესურსების დაცვის სამინისტრო



AKAH

