

И. П. ГАМКРЕЛИДЗЕ, Г. П. ЛОБЖАНИДЗЕ

**ГЕОЛОГИЯ  
ЦЕНТРАЛЬНОЙ АДЖАРО-ТРИАЛЕТИ  
И ПРОБЛЕМА БОРЖОМСКОЙ  
МИНЕРАЛЬНОЙ ВОДЫ**

«МЕЦНИЕРЕБА»

АКАДЕМИЯ НАУК ГРУЗИНСКОЙ ССР  
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ им. А. И. ДЖАНЕЛИДZE

Труды, новая серия, вып. 83

И. П. ГАМКРЕЛИДZE, Г. П. ЛОБЖАНИДZE

**ГЕОЛОГИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ  
АДЖАРО-ТРИАЛЕТИ И ПРОБЛЕМА  
БОРЖОМСКОЙ МИНЕРАЛЬНОЙ ВОДЫ**



ИЗДАТЕЛЬСТВО «МЕЦНИЕРЕБА»  
ТБИЛИСИ

1984

УДК 552(С41)

26.3(2Г)

551.49(47.922)

Г 184

В монографии охарактеризованы верхнемеловые и палеогеновые отложения центральной части Аджаро-Триалетской складчатой зоны. Приведена схема дробного расчленения палеоцен-среднеэоценовых осадочных и осадочно-вулканогенных образований. Рассмотрены основные черты современной структуры исследованного района. На основании проведенных авторами детальных исследований и анализа данных по буровым скважинам и геофизики по-новому расшифровано глубинное строение Аджаро-Триалети.

С учетом полученных новых геологических данных рассмотрены проблемы размещения в пространстве и формирования боржомской минеральной воды и намечены пути более целенаправленного ее поиска и эксплуатации.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, занимающихся вопросами региональной геологии и тектоники, а также проблемами формирования и закономерности размещения в пространстве месторождений углекислых минеральных вод.

Редактор акад.АН ГССР А.Л.Цагарели

Г 1904030000 2Г-84  
М607(06)-84

© Издательство "Мецниереба",

1984

## В В Е Д Е Н И Е

В продолжение ряда лет (1977–1981) авторами проводилось исследование геологического строения центральной части Аджаро-Триалетской складчатой зоны, в связи с выполнением одной из тем по программе "Курорты". Основной целью исследований являлось уточнение тектоники и стратиграфии этой части Аджаро-Триалети, сложенной на поверхности главным образом осадочными и осадочно-эффузивными толщами палеоцена и эоцена, расшифровка ее глубинного строения и выяснение структурного взаимоотношения отдельных эксплуатационных участков месторождения боржомской минеральной воды. От решения этих вопросов во многом зависят и решение проблемы формирования, а также более целенаправленного поиска и эксплуатации боржомской воды.

В центральной части Аджаро-Триалети составлено множество детальных литолого-стратиграфических и структурных разрезов, выработана схема дробного расчленения палеоцен-среднеэоценовых образований, составлена геологическая карта этого района, а также района месторождения боржомской минеральной воды, проведено изучение характера трещиноватости пород и гранулометрическое исследование четвертичных отложений на участках разгрузки минеральной воды. Для более полной расшифровки структуры этой части Аджаро-Триалети и ее глубинного строения проанализированы данные по множеству буровых скважин и результаты геофизических исследований. Составлена структурная карта района Боржомского месторождения по подошве диабазовой пластовой интрузии, внедренной в самую нижнюю часть флишевой толщи среднего-верхнего палеоцена, с указанием отметок получения в скважинах боржомской минеральной воды.

Вопросы геологического строения изученного района и всей Аджаро-Триалети – этой своеобразной структурно-формационной зоны Кавказа – рассматривались многочисленными исследователями.

В первый период геологического исследования Аджаро-Триалети, да и всего Кавказа (со второй половины прошлого века до установления Советской власти в Грузии), работы выполнялись вначале иностранными специалистами, а затем геологами Кавказского Горного Управления и бывшего Геолкома. Большинство из этих работ имеет на сегодняшний день лишь историческое значение.

Из более поздних работ особого внимания заслуживают исследования Б.Ф.Мефферта (1932, 1933). В 1932–1934 гг. геологическими исследованиями комплексной экспедиции под руководством С.С.Кузнецова впервые полностью был охвачен весь Аджаро-Триалетский хребет (Кузнецов, 1937).

В середине 30-х годов детальные исследования в восточной и северной частях Триалетского хребта и долине р.Куры были проведены М.И.Варенцовым. Объемистый труд, обобщающий эти исследования, был опубликован позднее (Варенцов, 1950).

Наиболее полным обобщением данных о геологическом строении и истории развития Аджаро-Триалети явилась монография П.Д.Гамкрелидзе (1949), представляющая главным образом изложение результатов многолетних исследований автора в Аджаро-Триалети и смежных областях.

Различные вопросы стратиграфии, тектоники и магматизма всей Аджаро-Триалети, а также интересующей нас ее части, были освещены также в работах Г.С.Дзопенидзе (1948), А.Л.Цагарели (1954), А.Г.Лалиева (1957), Н.И.Схиртладзе (1958), А.А.Чиковани (1959, 1960), И.В.Качаравы (1964), Д.Ю.Папова (1966), И.П.Гамкрелидзе (1970, 1974, 1976), М.Г.Татишвили (1974), Д.Ю.Папова и др. (1975), М.В.Качаравы (1977), Р.А.Гамбашидзе (1979) и др.

Вместе с тем, в исследованном нами районе в различное время были проведены геологосъемочные работы и составлены геологические карты различного масштаба ( геологические отчеты: Гамкрелидзе, Эдилашвили, 1941; Джигаури и др., 1956; Лобжанидзе, 1957; Китовани, 1959; Гаглов и др., 1962; Пирпхалава, Зиракадзе, 1967; Эдилашвили и др., 1967; Папова и др., 1973; Агеев и др., 1975; Папова, 1976; Зиракадзе, 1977).

Проблемы гидрогеологии центральной части Аджаро-Триалети и Боржомского района освещены в работах А.М.Овчинникова и А.Н.Огильви (1934), С.С.Чихелидзе (1942, 1961), А.М.Мелива (1952, 1977, 1978<sub>1</sub>, 1978<sub>2</sub>, 1980), И.М.Буачидзе, С.С.Чихелидзе (см. Джигаури и др., 1956), И.П.Цулукидзе (см. Лобжанидзе, 1957), Г.М.Гаглоева и др. (1960, 1962), Т.Е.Чичуа (1967), Т.Х.Лазарашвили и др. (1967, 1970, 1980), И.М. Буачидзе и др. (1968, 1970, 1975), Д.А.Кандарели (1972), Д.В.Чхаидзе и др. (1978), Л.А. Харатишвили (1980<sub>1</sub>, 1980<sub>2</sub>).

Специальные литологические и микрофаунистические исследования проводились Е.С.Лебанидзе и др. (1971).

Несмотря на существование столь многочисленных исследований, по мнению авторов, при решении вопросов формирования, поисков и разведки, а также эксплуатации боржомской минеральной воды, целый ряд особенностей геологического строения центральной части Аджаро-Триалети учитывался в недостаточной степени. Предлагаемая работа является попыткой выяснения указанных особенностей и более полного их использования при решении некоторых гидрогеологических проблем.

Авторы не задавались целью дать подробное и систематическое описание всех стратиграфических и тектонических единиц Центральной Аджаро-Триалети и, тем более, рассмотреть специальные гидрогеологические проблемы. В работе освещены наиболее общие и важные вопросы геологического строения исследованного района и, более обстоятельно, структурные особенности Боржомского месторождения, что и послужило основой для рассмотрения проблемы размещения в пространстве и формирования боржомской минеральной воды.

## І. С Т Р А Т И Г Р А Ф И Я

### І.І. ВЕРХНИЙ МЕЛ

#### І.І.І. Нижний турон (Лететская свита)

Древнейшие образования Аджаро-Триалетской складчатой зоны, как известно, представлены мощной вулканогенно-осадочной толщей альб-нижнего турона. В виде отдельных более или менее удлиненных выходов они распространены вдоль северного склона и гребневой части Триалетского хребта и приурочены либо к местам воздымания крупных антиклиналей, либо к приподнятым и перемещенным к северу блокам региональных взбросо-надвигов. В последнее время вопросы вулканизма этой слабодифференцированной андезитобазальтовой толщи специально рассмотрены Г.Ш.Надарейшвили (1981).

Наиболее древние для рассматриваемого нами района нижнетуронские отложения обнажены на северном склоне Аджаро-Имеретинского хребта и приурочены к фронтальному Сурамско-Гокишурскому надвигу. Представлены они тонкослоистыми стальными-серыми мергелями, мергелистыми глинами и глинисто-песчанистыми известняками, отнесенными недавно к лететской свите дзэмского фациального типа (Гамбашидзе, 1979). В разрезе по р. Зварула, у южной окраины с. Зваре (около котельной разливного завода минеральной воды), примерно в 20 м выше от подошвы свиты отмечено (Пирцхалава, Зиракадзе, 1967) присутствие массивного слоя темно-серых туфобрекчий андезит-базальтового состава. Однако, по данным Г.Ш.Надарейшвили (устное сообщение), это тело представляет собой пластовую жилу оливинного двупироксенового диабаз, местами брекчиевидного, мощностью до 20 м. Следовательно, в нижнетуронских отложениях данной полосы, имеющих по фациям и мощностям промежуточный характер между эквивалентными образованиями южной периферии Дзиркульской зоны Грузинской глыбы и Центральной подзоны Аджаро-Триалети, присутствие вулканогенных пород не отмечается.

По линии вышеназванного фронтального надвига отложения лентетской свиты надвинуты с юга на север на нижнесарматские (ущелье р.Джонджоура) и среднемиоценовые (междуречье Легванура-Бжолисхеви и полоса южных окраин сс.Дейси-Чрдили-Зваре-Гудатубани) отложения южной периферии Грузинской глыбы. Еще восточнее, на участке Сурамского тоннеля миоцен полностью размыт и нижнетуронские слои непосредственно соприкасаются тектонически с сенонскими известково-мергелистыми породами (Гамкрелидзе, 1949, стр. 386). Полоса распространения нижнего турона, как впрочем и всего верхнего мела, прервана в ущелье р.Вахани. Свита убедительно датирована раннетуронскими иноцерамами и аммонитами (Гамкрелидзе, 1949; Цагарели, 1954; Гамбашидзе, 1979). Мощность ее достигает 200-250 м.

Как видно из вышеизложенного, в рассматриваемой части Аджаро-Триалети альб-сенонан не обнажен, но, исходя из региональных данных, он и здесь, видимо, представлен вулканогенной фацией.

#### 1.1.2. Верхний турон-сенон

##### Карбонатная серия

(Имерхевская, згудерская и хеобская свиты)

Отложения верхнего турона-сенона целиком представлены карбонатной фацией. В пределах рассматриваемой площади они вскрыты эрозией, главным образом на северном склоне Аджаро-Имеретинского хребта, и приурочены к надвинутым с юга на север блокам Сурамско-Гокишурского и Гори-Сахуларского региональных надвигов, а также антиклинальным структурам (см. гл. "Тектоника").

Вдоль первого фронтального надвига выходы пород верхнемеловой карбонатной серии известны в средних течениях левых притоков р.Чхеримела: Джонджоура, Легвани, Бжолисхеви, Зварула и др. Здесь эти отложения залегают в очень сложных тектонических условиях и, как правило, представлены тонкослоистыми, часто с плитчатой отдельностью, литографского типа известняками, мергелисто-песчанистыми известняками и мергелями. Местами в низах серии выделяется пачка (мощностью до 70 м) тонкослоистых красных и розовых мергелистых известняков со стяжениями кремня того же цвета. В данной полосе рассматриваемые отложения согласно сменяют описанные выше нижнетуронские слои и в свою очередь постепенно переходят в пестроцветные глинисто-мергелистые породы дат-палеоцена (ущелье р. Джонджоура) или же трансгрессивно перекрываются среднеэоценовыми вулканогенами.

В ущелье р.Зварула в средней и верхней частях толщи найде-

ны характерные для кампан-маастрихта иноцерамы (Гамкрелидзе, 1949, стр. 109). По стратиграфическому положению и обнаруженной фауне микрофораминифер (Гамбашидзе, 1979, стр. 102-103) нижняя часть толщи должна быть отнесена к верхнему турону и коньяк-сантону. Мощность толщи в среднем равна 200-250 м. В разрезе по р. Зварула, согласно данным Р.С. Пирцхалава и М.И. Зиракадзе (1967), мощность верхнетуронско-сенонских отложений 430 м, что, видимо, требует уточнения.

Вторая (южная) полоса выходов, выдвинутая на поверхность Гори-Сахуларским надвигом, начинается у с. Нуниси и в западном направлении почти непрерывно прослеживается через верховья рр. Вахани, Шави-цкали (Бжолисхеви), Сахраула и продолжается за пределами исследованной территории. Верхнемеловые отложения этой полосы по северной границе надвинуты с юга на среднеэоценовые вулканогенные образования, а по южной - постепенно переходят в пестроцветную свиту дат-палеоцена. Исключение составляет самый восточный пункт появления известняков (участок с. Нуниси), где они тектонически залегают на верхнеэоценовых глинисто-песчаных породах и, по-видимому, трансгрессивно перекрыты туфогенами нижнего-среднего эоцена (Гамкрелидзе, 1949, стр. 125).

Карбонатная серия верхнего турона-сенона и в этой принадвиговой полосе залегают в сложных тектонических условиях и представлена однообразными белесоватыми литографскими известняками и серыми, иногда с голубовато-зеленым оттенком, мергелями мощностью до 600 м. В виде тонких прослоев часто замечаются бледно-зеленые глинисто-мергелистые породы, роль которых вверх по разрезу постепенно возрастает. На некоторых участках в нижней части толщи выделяется маломощная пачка красноцветных и розовых мергелистых известняков с красными кремнями. В самых низах разреза местами (на левом берегу р. Вахани, в ядре антиклинали) отмечается присутствие туфогенных алевролитов (Пирцхалава, Зиракадзе, 1967), хотя вряд ли можно утверждать, что вулканогенный материал в этих породах имеет первичный характер.

Толща фаунистически не охарактеризована и возраст ее определяется условно - в основном по сопоставлению с отложениями Триалетского хребта, изученными более или менее удовлетворительно благодаря успешным региональным исследованиям Б.Ф. Мефферта (1933), П.Д. Гамкрелидзе (1949), М.И. Варенцова (1950) и др.

Довольно большой выход верхнетуронско-сенонских известняков, песчано-мергелистых известняков и мергелей имеется в окрестностях вершины Ломисмта (гребневая часть Аджаро-Имеретинского хребта) - в ядре одноименной антиклинали. Здесь они совершенно постепенно сменяются сходными известняково-мергелистыми породами дания -ниж-



него палеоцена, ввиду чего граница между ними проводится сугубо условно.

Заканчивая на этом описание верхнетуронско-сенонских отложений северного склона и гребневой части Аджаро-Имеретинского хребта, следует отметить, что в последнее время Р.А. Гамбашидзе (1979) их относит к дзамскому фациальному типу и по аналогии с опорным для этого типа разрезом вдоль р.Имерхеви рассматривает в объеме трех свит - имерхевской (верхний турон-коньяк), згудерской (сантон-кампан) и хеобской (маастрихт). Однако, как это видно из вышеизложенного, эти отложения имеют однообразный литологический состав, очень бедны палеонтологическими остатками и к тому же стратиграфически изучены слабо. Поэтому, с точки зрения геологического картирования, мы, вслед за большинством предыдущих геологов-съемщиков, предпочитаем рассматривать верхнетуронско-сенонские отложения в виде нерасчлененной карбонатной серии.

Отдельные выходы пород данной серии, представленные аналогичными тонкослоистыми пелитоморфными известняками с прослоями мергелей и конкрециями разноцветных кремней, наблюдаются также у восточной кромки рассматриваемой территории - в верховьях р.Сатибе и на водоразделе рр.Сатибе и Ткемловани.

Отложения карбонатной серии верхнего турона-сенона частично или, может быть, полностью были также вскрыты рядом структурно-гидрогеологических, эксплуатационных и параметрической скважин, пробуренных на участках Боржомского месторождения минеральной воды, а также рр.Чинчараулисцкали, Банисхеви, Квабисхеви и около селения Рвели.

В ущелье р.Чинчараулисцкали скважина № 27, пробуренная в сводовой части антиклинали Ломисмта до глубины 1031 м, пройдя карбонатную свиту нижнего палеоцена-дании, с глубины около 400-450 м вошла в породы верхнего мела. Квабисхевская скважина № 45, имеющая глубину 2172 м, с глубины примерно 1300м также вскрыла верхний мел.

В окрестностях сс.Квибиси-Рвели верхние горизонты рассматриваемых отложений были встречены в скважинах № 25Э (примерно с глубины 1100 м до забоя - 1500 м), 37Э (930-1500 м), 38Э (920-1500м), 37 (950-1342 м), 38 (950-1370 м), 47 (900-1350 м), 41 (900-1401 м), 39 (800-1380 м), 46 (1250-1400 м), 52 (650-1446 м), 53 (1050-1300м).

На центральном участке месторождения боржомской воды часть верхнемелового разреза пройдена скважиной № 4а (в интервале 850-1432 м) и, может быть, скважиной 41Э (Папа).

По петрографическому изучению кернового материала (Э.Лебанидзе, Л.Гиоргобиани и др.) устанавливается, что вскрытые вышеперечисленными скважинами верхнемеловые породы представлены в основном

пелитоморфными глинистыми шламовыми известняками, мелкодетритовыми известняками, пелитоморфными органогенными известняками, мергелистыми известняками и мергелями, в которых в виде сравнительно редких прослоев встречаются органогенные брекчиевидные известняки, органогенно-обломочные известняки и мелкозернистые аркозово-граувакковые и аркозово-полевошпатовые карбонатные песчаники. Малочисленные определения фораминиферовой микрофауны, произведенные к тому же в шлифах из керна некоторых скважин, позволяют говорить лишь о том, что пройденный ими разрез мела ограничивается скорее всего сеноном.

Наконец, несколько подробнее остановимся на анализе данных параметрической скважины № I (Ликани), заданной на левом берегу р. Ликанисцкали. целью проведения скважины являлось "изучение геологического строения, гидрогеологических условий и геотемпературного поля глубоких горизонтов Боржомского месторождения с выяснением возможностей увеличения эксплуатационных запасов минеральных вод" (Лазарашвили и др., 1980). По данным этих авторов, бурение приостановлено на глубине 3680 м ввиду невозможности дальнейшего углубления скважины из-за значительного ( $26^\circ$ ) искривления ее ствола и "геологических осложнений".

В интервале 1758-2455 м скважиной пройдены пелитоморфные глинистые известняки, часто шламовые (2250-2350 м и др.), с прослоями мелкозернистых обломочно-органогенных известняков, тонко-, мелко- и среднезернистых известково-аркозовых песчаников, а также известковых брекчий. Местами в шлифах обнаружены *Globotruncana* sp., *Globigerina* sp., *Gümbelina* sp., *Bolivina* sp., позволяющие отнести вмещающие их породы к верхнему мелу. Пелитоморфные известняки, нередко глинистые, и известковистые мергели вскрыты в интервале 2455-3090 м; здесь микрофауна не обнаружена. На основе этих фактических данных можно предполагать, что с глубины 1760 до 3100 м скважина бурилась в общем в верхнемеловых отложениях. Расчленение же этих отложений на кампан-маастрихт-даний (1700-2175 м), коньяк-сантон (2176-2455 м) и верхний турон (2456-3112 м), как это сделано в отчете Т.А. Лазарашвили и соавторов (1980), является неправомерным. Еще более необоснованным является выделение нижнего турона в интервале 3112-3680 м, в котором, согласно петрографическому изучению образцов, встречена толща известковых пелитолитов, глинистых мергелей и пелитоморфных известняков. Что же касается двух образцов пород, определенных Э.А. Лебанидзе как "силифицированная карбонатно-глинистая порода с туфовым материалом" (глубина 3112-3119 м) и "микрозернистый известняк с туфовым материалом" (3441-3444 м), то описание их (" в основной карбонатной массе погружен туфовый мате-

риал, представленный зернами плагиоклаза, часто кальцитизированного, пластинками биотита и хлорита, редко роговой обманкой ") не дает основания считать толщу вулканогенно-осадочной. Как отметил Э.А.Лебанидзе (устное сообщение), нет основания считать их первично-туфогенными. В пользу раннетуронского возраста не говорит и микрофауна, определенная в одном шлифе фораминиферового известняка (интервал 3357-3364 м) как *Gümbelina* sp., *Globigerina* sp. и *Globotruncana* sp.

Учитывая петрографо-микрофаунистические результаты изучения поинтервального кернового материала данной скважины (Лазарашвили и др., 1980), а также мощности и структурные особенности развитых на участке Боржомского месторождения отложений, можно определенно утверждать, что самые нижние слои в колонке скважины не древнее позднего турона.

## 1.2. ПАЛЕОГЕН

### 1.2.1. Палеоцен-нижний эоцен

(Боржомская и пестроцветная свиты)

Нижняя часть палеогеновой системы, игравшей главную роль в строении Аджаро-Триалетской зоны, представлена в двух фациях - в терригенно-флишевой и пестроцветной глинисто-мергелистой. Первая приурочена к областям интенсивного прогибания и обладает довольно большой мощностью, а вторая развита на участках древних, более или менее устойчивых воздыманий (кордильер) по краям зоны и характеризуется незначительными мощностями.

В осевой части исследованной нами территории флишевидные отложения широко развиты. Здесь они обнажаются в виде двух довольно широких полос, связанных с Боржомской и Ломисмтинской антиклиналями. В сводовой части Боржомской антиклинали эти отложения на западе впервые появляются в бассейне верхнего течения р.Зуаретисцкали, отсюда в восточном направлении они через р.Квабисхеви, ущелье р.Ликани, окрестности города Боржомы и правые притоки р.Гуджаретисцкали непрерывно распространяются до юго-западного подножья вершины Гвиргвина. Вторая полоса выходов флишевидных пород, начинаясь в ущелье р.Мегрук, на восток, через гору Ломисмта и левые притоки р.Банисхеви, пересекает р.Куру (у сс. Вардгинети и Рвели), а затем, через верховья р. Недзвур, переходит в истоки р.Дзама и продолжается еще восточнее (за пределами рассматриваемого района). По ущелью р.Квибисисцкали флишевидные отложения выступают и в

мульде Баратхевской синклинали (между р. Курой и вершиной Месхиста). Кроме того, два небольших изолированных выхода этих пород, обнаженных в ядре Ацкурско-мачарцкальской антиклинали, наблюдаются по дороге между сс. Цагвери-Гуджарети (в 1,5 км восточнее с. Кимотесубани) и в окрестностях сс. Мачарцкали и Цинубани.

Начало изучения рассматриваемых отложений по существу связано с именем С.В. Обручева (1912, 1923), производившего на небольшом участке (около 6 кв. км) окрестностей Боржоми чрезвычайно детальные исследования. Он впервые назвал комплекс этих пород боржомской свитой, в составе которой выделил (снизу вверх); известковистую "серию" (известняки, песчаники, мергели) мощностью приблизительно 400 м, "серию" толстых песчаников (600 м) и туффитовую "серию" (550 м). Верхней границей "серии" толстых песчаников он считал первый мощный пласт туффита над пластовой жилой диабаз в Бешеной балке. Забегая вперед, отметим, что этот "мощный пласт туффита" является эквивалентом слоя туфа мощностью 8 м, который выходит на шоссе у северной окраины с. Вашловани, в 18 м выше обнаженной там же Вашлованской пластовой жилы диабаз (в 60 м выше подошвы флишеподобной терригенно-туфогенной подсевиты).

Касаясь вопроса возраста свиты, С.В. Обручев указывает на недостаточность собранного им материала для решения этого вопроса и придает большое значение найденным К.К. Фохтом нуммулитам, которые "может быть дадут возможность окончательно разрешить вопрос о возрасте" (1923, стр. 82).

К.К. Фохт (1916), успевший опубликовать лишь предварительные результаты своих геолого-картировочных работ в Боржомском районе, к сожалению, не указывает точный уровень находки нуммулитов, но, согласно М.И. Варенцову (1950, стр. 52), они были найдены К.К. Фохтом в верхней части свиты и определены как *Nannulites planulata* Lam.

Б.Ф. Мефферт (1933) под "флишевой серией" понимал еще более широкий комплекс отложений (до андезитовой серии) мощностью до 3 км, относя их к палеоцену и разделяя их на две свиты-свиту боржомского флиша (в объеме С.В. Обручева) и туфовую свиту. Мощность свиты боржомского флиша по разрезу р. Гуджаретисцкали он определил в 1700 м. С.С. Кузнецов (1937) в общем принял схему Б.Ф. Мефферта, назвав однако нижнюю свиту литокластическим флишем, а верхнюю - вулканогенным флишем.

П.Д. Гамкрелидзе (1949) под названием "боржомский флиш" выделил образования терригенной фации, исключая из его объема туфовую свиту Б.Ф. Мефферта, а также туффитовую серию С.В. Обручева,

и по литологическим признакам подразделил на две свиты - нижнюю, характеризующуюся чередованием глин, глинистых мергелей, мергелей, мергелистых известняков и известняков с преобладанием в верхней части известковисто-глинистых песчаников, и верхнюю, представленную нуммулитовыми и известковистыми песчаниками, известняками, глинами и, реже, мергелями, которые вверх по разрезу постепенно вытесняются туфогенными породами.

в районе г. Боржоми, по мнению П.д. Гамкредидзе (1949, стр. 143), "не видно самой нижней части, в других местах имеющей мощность около 500м" и поэтому "общую мощность боржомского флиша надо считать не менее 1,5 км".

М.И. Маренцов (1950) тоже считает более правильным оставить в составе боржомской свиты только нижний отдел "флишевой серии" Б.Ф. Мефферта, датировать свиту (по стратиграфическому положению, литологическому составу и характерной микрофауне) палеоценом-нижним эоценом и разделять ее на два отдела: нижний и верхний. В верхней части последнего в Боржомском ущелье и некоторых других пунктах, по указанию этого исследователя, "значительная роль принадлежит туфогенным породам".

Ш.И. Китовани, принимая объем боржомского флиша в соответствии с определением П.д. Гамкредидзе, в средней части свиты в 1956 году выделил маркирующую толщу песчаников, расчленяя, следовательно, флиш на три части. По его данным в верхней части флиша, в отличие от нижней, "особое место занимает туфогенный материал, количество которого возрастает в восходящем разрезе" (см. Джигаури и др., 1956, стр. 86). Позже Ш.И. Китовани (1959, стр. 121) придерживается мнения, по которому боржомский флиш литологически подразделяется в основном на две части - нижнюю и верхнюю.

Г.П. Мобжанидзе (1957), разделяя мнение П.д. Гамкредидзе об основных особенностях флишевого комплекса в целом, верхнюю границу боржомского флиша проводит там, где впервые появляются туфогенные образования. Тем самым он из разреза флишевых отложений в объеме, предложенном большинством предыдущих исследователей, исключает их верхнюю туфогенно-терригенную часть мощностью до 500м, выделяя ее в качестве нижней - флишеподобной слоистой пестроцветной туфогенной свиты и датирует ее нижним эоценом. Определяя таким образом объем боржомского флиша, Г.П. Мобжанидзе эту свиту по литологическим признакам расчленяет на: 1) карбонатную толщу, 2) типичную флишевую толщу, 3) толщу толстослоистых песчаников и 4) мергелистую толщу. На основании присутствия в довольно большом количестве глоботрункановой микрофауны, нижнюю карбонатную толщу он склонен датировать поздним сеномом, указывая при

этом, что для решения вопроса возраста этой толщи необходимы дополнительные исследования. Опираясь на данные ряда детальных полойных разрезов, можно определить максимальную мощность обнаженной части флиша на участке г. Боржоми до 980 м.

На основе специального литолого-микрофаунистического изучения палеогеновых отложений, в отчетах Э.С. Лебанидзе, Т.Д. Кутателадзе и др. (1971, 1974) впервые для Боржомского района делается попытка расчленить палеоцен-нижнеэоценовый флиш на отдельные микрофаунистические зоны.

Д.Ю. Папава, Э.И. Девдариани и др. (1973) в результате проведения крупномасштабной геологической съемки, а также изучения kernового материала некоторых скважин, по-новому трактуют вопрос о возрасте известково-флишевых отложений центральной части рассматриваемого региона. В частности, по их данным в Боржомском районе палеоцен представлен известняками (20-300 м), считавшимися ранее верхнемеловыми, а терригенно-карбонатные отложения флиша, мощностью до 1500 м, целиком относятся к нижнему эоцену.

#### Боржомская свита

Большинством предыдущих исследователей под названием боржомского флиша подразумевается весь комплекс отложений, объединенных С.В. Обручевым в боржомскую свиту. Учитывая это обстоятельство, а также слабый характер проявления в конце раннего эоцена подводного вулканизма по всей территории центральной Аджаро-Триалети, авторы данной работы боржомскую свиту рассматривают в объеме, предложенном С.В. Обручевым. Для литостратиграфического подразделения свиты правомочной представляется местная схема, разработанная Г.М. Мрджанидзе (1957). Однако нами определенные "толщи" возводятся в ранг подсвит и предлагаются для них географические названия. При этом, в свете полученных за последние годы новых данных, по-новому трактуются и возрастные пределы подсвит.

**Б о р ж о м у л ь с к а я п о д с в и т а.** Название подсвиты предлагается по р. Боржомула, в нижнем течении которой (в осевой части Боржомской антиклинали) вскрыты эрозией ее верхи. Здесь же, а также по всей площади месторождения боржомской минеральной воды породы подсвиты пройдены рядом разведочно-гидрогеологических и эксплуатационных скважин. За пределами Боржомской антиклинали отложения этой подсвиты выступают на поверхность в разрезах по р. Чинчараулисцкали, в окрестностях вершины Ломисмта, вдоль южного края выходов сенонских известняков Принадвиговой полосы Гори-Сахуларского разрыва и в верховьях р. Сатибе.

Породы подсвиты, по-видимому, постепенно сменяют верхнемеловые карбонатные отложения и, в свою очередь, постепенно переходят в вышележащие осадки флиша. Из-за отмеченного обстоятельства точное проведение границ подсвиты затруднительно. Нижняя граница проводится по появлению в разрезах микрофораминифер датского яруса, который, вслед за большинством исследователей (см. Качарова, 1977), отнесен к нижней части палеогена. Что касается верхней границы, то она проводится в основном по исчезновению своеобразных известковистых микробрекчий мозаичного строения - "пудингов", характерных для всей подсвиты, а также по микрофауне.

Подсвита сложена серыми, светло-серыми и беловатыми тонко- и среднеслоистыми мелко- и микрозернистыми песчанистыми, мергелистыми и алевроито-глинистыми известняками, пелитоморфными, часто органогенными, известняками, мергелями, мелко- и крупнообломочными органогенными слабопесчанистыми известняками ("пудинги"). Редко отмечаются карбонатные граувакково-кварц-полевошпатовые алевролит-песчаники и еще реже - гравелиты, карбонатизированные туфопесчаники и лито-кристаллокластические туфы.

В нижней части подсвиты в виде прослоев и отдельных пачек встречаются пелитоморфно-шламовые глинистые известняки, часто детритово-фораминиферовые (органогенные).

Отмеченной фазией представлена подсвита как на участках месторождения боржомской воды (Боржомская и Баратхевская складки), так и в сводовой части Ломисмтинской антиклинали.

По литологическому составу и другим особенностям пород (градационная текстура, свойственная турбидитам, ритмичное чередование и т.д.) отложения верхней части подсвиты имеют довольно хорошо выраженный характер "известкового флиша". Однако при внимательном изучении состава подсвиты можно легко убедиться, что в нисходящем разрезе песчано-глинистый материал постепенно уменьшается, уступая место монотонным карбонатным породам без существенных признаков флишевых осадков. На основе этого данную подсвиту можно рассматривать в качестве переходной фазии между сенонскими известняками и следующими выше по разрезу отложениями типичного пелитово-песчанистого флиша.

Отложения данной подсвиты, очевидно, имеют существенное значение для формирования минеральной воды типа "боржоми". Поэтому приведем краткое петрографическое описание основных разновидностей пород подсвиты.

Мелко- и крупнообломочные органогенные известняки состоят главным образом из обломков органогенных пелитоморфных известняков, глинисто-известковистых пелитолитов, беловатого кварца и

зеленовато-синеватых эффузивных пород с микролитовой основной массой и хлоритизированно-карбонатизированными порфиловыми выделениями плагиоклазов. В значительном количестве присутствуют также остатки известковых водорослей, обломки иглокожих, двустворок, гастропод и раковины бентонных и планктонных фораминифер смешанного (переотложенного и автохтонного) характера. Сходный состав имеют гравелиты, размер окатанных обломков которых достигает 1-2 см.

Мергели состоят в основном из пелитовой известковой массы с мельчайшими чешуйками хлорита (обуславливающего зеленоватый оттенок породы), редкими обломками известково-натрового полевого шпата и терригенного кварца. Они часто содержат примесь алевролитового материала, образующего местами гнездообразные скопления, и отдельные камеры микроорганизмов.

Известковистые кварцево-полевошпатовые песчаники с карбонатностью до 40-50%, как правило, имеют алевро-псаммитовую структуру и содержат угловатые и полуокатанные обломки и зерна кварца, кислого плагиоклаза, а также карбонатно-глинистых пород и разложившейся основной массы эффузивов со значительным количеством фораминифер и растительно-органических остатков.

Следует подчеркнуть, что в описанной подсвите в большом количестве содержится материал размыва меловых вулканогенных и карбонатных пород.

В разрезе по р. Чинчараулискали в известняках рассматриваемой подсвиты, принимавшихся ранее за верхнемеловые, согласно данным В.П. Агеева и др. (1975, стр. 280), "были обнаружены мелкие нуммулиты, сосуществовавшие с комплексом фораминифер палеоцена". Вызывает сожаление, что такая важная находка нуммулитов не оказалась в распоряжении соответствующего специалиста. Это было бы интересно хотя бы потому, что авторами в сосуществовании с нуммулитами указывается комплекс микрофораминифер зоны *Globorotalia angulata* среднего палеоцена (танет), тогда как в Аджаро-Триалети впервые нуммулиты, по заключению М.В. Качарава (1977), появляются лишь в верхнем палеоцене (илерд). В этом же разрезе, в результате исследований Э.С. Лебанидзе, Т.Д. Кутателадзе и др. (1974), устанавливается присутствие двух микрофаунистических зон - самые нижние слои обнаженной части пород, мощностью 30 м, соответствуют зоне *Globorotalia inconstans* нижнего палеоцена (монс), а остальная часть подсвиты (180 м) - зоне *Globorotalia angulata*.

Выше уже отмечалось, что на участках Боржомского месторождения и за его пределами отложения боржомльской подсвиты были пройдены множеством скважин. В частности, на основе анализа имею-



щихся результатов изучения кернового материала, с учетом структурно-стратиграфических данных, можно утверждать, что в окрестностях Квибиси-Рвели породы данной подсвиты были встречены приблизительно в следующих интервалах: скв. № 25 - с глубины 940 м до забоя (1072 м), скв. № 37 - 640-950 м, скв. № 38 - 570-950 м, скв. № 47 - 540-900 м, скв. № I (Рвели) - 878-1172 м и т.д. На центральном участке месторождения отложения подсвиты по всей мощности были вскрыты скважинами № 4а (350-850 м), 5 (670-1200 м), 6 (350-1000 м) и др.

К сожалению, раньше палеонтологическому изучению кернов не уделялось внимания. В этом отношении заслуживает одобрения проявленная за последнее время инициатива сотрудников Боржомской ГПП (Д.В. Чхаидзе) всесторонне исследовать первичный материал скважин. В результате получены следующие данные (см. Буачидзе и др., 1975, т. II, стр. 70-122): скважина № 67 (Банисхеви), пройдя пластовую жилу диабаз (790-830 м), с глубины 870 м до забоя (1339 м) вскрыла породы боржомульской подсвиты, в которых на интервале 1250-1330 м в шламowych пелитоморфных глинистых известняках обнаружен микрофораминиферовый комплекс зоны *Globorotalia pseudobulloides*, соответствующий датскому ярусу. Далее, в кернах скважины № 68, которая слою описываемой подсвиты вскрыла приблизительно с глубины 870 м, было установлено наличие комплексов микрофауны, характерной для танетского (интервал 1060-1370 м) и датского (1390-1492 м) ярусов. В скважине № 69 с глубины 1150 по 1330 м констатированы органогенно-обломочные известняки, мергели и фораминиферово-шламовые мергелистые известняки с прослоями известковистых кварцево-полевошпатовых песчаников. В породах содержится микрофауна зоны *Globorotalia angulata*. Присутствие фаунистически обоснованных нижнепалеоценовых отложений в разрезе скважины № 70 устанавливается в интервале 803-1241 м.

Наконец, ликанская параметрическая скважина № I с глубины 1375 м, по-видимому, вошла в боржомульскую подсвиту, содержащую в интервале 1625-1733 м комплексы микрофораминифер датского и монского ярусов нижнего палеоцена (см. Лазарашвили и др., 1980, стр. 116).

Основываясь на приведенных результатах микрофаунистических исследований, а также стратиграфическом положении подсвиты, можно прийти к выводу, что она по возрасту охватывает датский и монский ярусы нижнего палеоцена и, возможно, нижнюю часть танета.

Отложения подсвиты полностью выступают на поверхность в районе горы Ломисмта, где из-за плохой обнаженности не удастся изучить ее стратиграфию. В разрезе по р. Чинчараулиспкали мощность обнаженной части подсвиты (до подошвы пластовой жилы диабаз) по-

рядка 180 м. В районе Боржомского месторождения полная мощность нижнего палеоцена, на основании изучения материалов скважин, колеблется в пределах 350—450 м.

**Д а б и с х е в с к а я п о д с в и т а.** Название происходит от р.Дабисхеви, в истоках которой расположен стратотипический разрез подсвиты.

Отложения этой подсвиты в описываемом районе развиты во всех местах распространения Боржомской свиты (см. выше), за исключением осевой части Баратхевской синклинали. Они хорошо обнажены по многим ущельям рек и ручьев — Курн, Гуджаретисцкали, Боржомулы, Гогиасхеви, Кошкисгеле, Мегрук, Чинчараулисцкали, Самотхисгеле, Вардгинетисцкали, верхнего течения р.Недзвур и др. Эта подсвита по всей мощности пройдена структурно-гидрогеологическими скважинами № 2 (Ликани), 9 (Вашловани), 104 (Цопианихеви), 25, 38, 45, 70 и т.д.

В пределах Боржомской антиклинали подошва подсвиты обнажена лишь в разрезе по р.Боржомула (у входа в парк) и расположена стратиграфически на 45 м ниже пластовой жилы диабаз. По данным буровых скважин, на всех участках месторождения боржомской воды нижняя граница подсвиты проводится в 35—45 м ниже подошвы упомянутого диабазового силла. В разрезе же по р.Чинчараулисцкали подошва этой согласной интрузии почти совпадает с нижней границей подсвиты. К западу от этого участка (г.Ломисмта, истоки р.Мегрук и др.) подсвита обнажена по всей мощности.

Подсвита представлена плотными известковистыми алевролитами, известковистыми песчаниками, мергелями, известковистыми глинами и аргиллитами. Преобладают пелитово-мергелистые породы. Песчанистые и мергелистые известняки в значительном количестве встречаются в нижней части подсвиты. Вверх по разрезу, постепенно обогащаясь песчанистым материалом, они замещаются известковистыми алевропесчаниками. Первичные пирокластические породы в составе подсвиты не участвуют. В переотложенном же виде их материал часто наблюдается почти во всех разновидностях пород.

По своему составу известковистые песчаники бывают граувакковые, кварцевые, полевошпатовые и кварцево-полевошпатовые. Алевропесчаники аркозового характера встречаются в толще в незначительном количестве. Несмотря на это, можно заметить, что их роль в подсвите уменьшается снизу вверх. В базальной части песчанистых пластов часто наблюдаются обломочно-органогенные разновидности. Вообще градационная слоистость и другие следы действия суспензионных (мутевых) потоков — валико-бугорчатые и округло-бороздчатые иероглифы, желобки размыва с глинистым выполнением, знаки



волочения и др., а также ритмическое чередование мергелисто-пелитовых и песчанистых пор придают отложениям данной подсвиты весьма характерный облик типичного пелитово-песчанистого флиша.

Ритмичность пород в подсвите довольно разнообразная. Она проявляется в масштабе либо одного пласта (ритмы первого порядка), либо группы слоев, когда ритмы первого порядка группируются, образуя ритмы второго порядка ("циклотемы"). Каждый из последних начинается слоем плотного известковистого песчаника, мощность которого в основном колеблется в пределах 0,15-0,80 м, на котором лежит слой мергеля толщиной 0,2-1,5 м. Выше следует пачка тонкослоистых (0,005-1,0 м) слоев и прослоек известковистых алевролитов, мергелей, известковистых глин и аргиллитов. Мощность отдельных циклотем колеблется от 1,0 - 1,5 (реже) до 3-5,5 м. Такая цикличность заметна во всех частях подсвиты, однако в верхних ее горизонтах слои первого и второго составных элементов (известковистых песчаников и мергелей) циклотемы становятся более мощными (0,3-1,5 м), а мощность завершающих пачек - ритмов второго порядка - уменьшается. Переход между слоями ритмов первого порядка постепенный, тогда как границы между циклотемами более четкие.

Среди содержащихся в породах этой подсвиты микрофораминифер в довольно большом количестве встречаются глоботрунканы (в основном в самой нижней части подсвиты), которые, очевидно, имеют переотложенный характер. Присутствие таких микроорганических остатков, переотложенных совместно с обломочным материалом, чрезвычайно осложняет установление возраста отложений. Тем не менее, в южном крыле Боржомской антиклинали, по разрезу р. Гуджаретиспкали, Э.С. Лебанидзе, Т.Д. Кутателадзе и др. (1971) в нижней и средней частях подсвиты отмечают присутствие зон *Acarinina subsphaerica* (70м) и *Globorotalia aequa* верхнего палеоцена. По данным этих же авторов, а также Д.Ю. Папава и др. (1973), зона *Globorotalia aequa* устанавливается и в других разрезах рассматриваемой подсвиты, расположенных в районе Боржоми.

Здесь же следует отметить, что, по мнению некоторых авторов (Папава, 1972, 1973; Агеев и др., 1975) зона *Globorotalia aequa*, возможно, принадлежит уже к нижней части нижнего эоцена. Однако М.В. Качарава такое мнение считает недостаточно обоснованным и эту зону с подстилающей ее зоной *Acarinina subsphaerica* относит к верхнему палеоцену (илерд). Учитывая это обстоятельство, а также стратиграфическое положение подсвиты, можно считать, что она охватывает средний и верхний палеоцен. Максимальная мощность (650м) отложений подсвиты отмечается в

окрестностях г. Боржоми. В северном и, наверное, южном направлениях мощность уменьшается до 250–200 м (р. Чинчараулиспкали и др.).

**Р в е л ь с к а я п о д с в и т а.** Эта литостратиграфическая единица по объему соответствует примерно средней части "серии толстых песчаников" по схеме С.В. Обручева (1923). Предлагаемое название подсвиты происходит от с. Рвели, разрез у западной окраины которого выбран в качестве стратотипического. Она, по своим характерным толстым слоям песчаников и явному преобладанию последних в разрезе, наглядно выделяется из остальных отложений боржомской свиты, занимая маркирующее литостратиграфическое положение примерно в средней части последней. Противоположное мнение, высказанное по этому поводу некоторыми геологами (Лазарашвили и др., 1980), совершенно необоснованно.

Отложения подсвиты, часто образуя крутой рельеф, хорошо обнажаются во многих местах с. Занави (вдоль шоссе), по р. Банисхеви и ее левым притокам, в истоках р. Мегрук, в районе Боржоми (в обоих крыльях одноименной антиклинали) и т.д.

Некоторые исследователи (Обручев, 1923; Китовани, 1959 и др.) к рассматриваемой части боржомской свиты относят и верхнюю песчанисто-пелитовую переходную пачку вышеописанной дабисhevской подсвиты. Поэтому ниже приводится описание маркирующей для начала подсвиты пачки, представленной в разрезе по р. Гогиасхеви следующей последовательностью пород (рис. 1):

1. Слой крепкого мелкозернистого полимиктового известковистого песчаника.....0,8м.
2. Слой плотного аргиллита, иногда с тонкими прослоями алевролитов.....0,15 – 0,2м.
3. Слой типа I .....I,0 – I,2м.
4. Прослой раздавленного аргиллита .....0,1– 0,15м.
5. Слой песчаника типа I и 3 .....0,3 – 0,35м.
6. Прослой типа 4 .....0,1– 0,15м.
7. Слой крепкого слабоизвестковистого кварцево-полевошпатового песчаника псаммитовой структуры .....I,7 – 2,1м.

Еще более характерной и толстослоистой является пачка, завершающая описываемую подсвиту (рис. 2).

Преобладающими в подсвите являются толстослоистые кварцево-полевошпатовые и полимиктовые песчаники псаммитовой (в основном) и алевро-псаммитовой структур, отделенные друг от друга пачками тонких слоев и прослоек мергелей, известковистых полимиктовых алевролитов, алевролитовых мергелей, аргиллитов, глин и изредка песчанистых известняков. Мощность отдельных слоев песчаников варьирует от 0,3–0,8 до 1,5–3,0 м, а прослоек и пачек, залегаю-

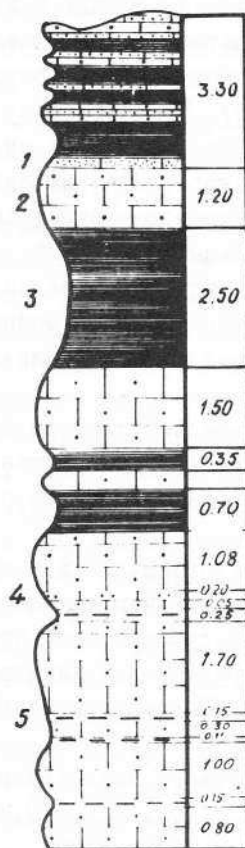


Рис. I. Литологическая колонка начальных слоев рвельской подсвиты нижнего эоцена (р. Гогиасхеви): 1- известковистые алевролиты, 2- известковистые песчаники, 3-чередование известковистых алевролитов, песчаников, мергелей и аргиллитов, 4-карбонатные алевролиты, 5-аргиллиты.

ших между ними, - от 0,005-0,2 до 0,5-5м. Реже, главным образом в средней части подсвиты, мощность тонкослоистых пачек достигает 10-12 м.

В районе г. Боржоми, в южном крыле одноименной антиклинали, восточнее ущелья р. Ликанискала, мощность отдельных слоев песчаников, как впрочем и всей подсвиты, значительно уменьшается, породы рассланенованы.

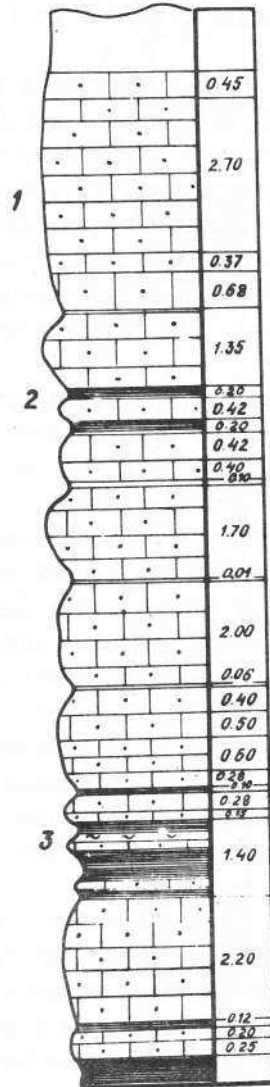
После успешных исследований П. Д. Гамкрелидзе и В. Я. Эдилашвили (1941), обнаруживших в песчаниках подсвиты в довольно большом количестве нуммулиты раннеэоценового возраста (см. Гамкрелидзе, 1949, стр. 143 и Мревлишвили, 1978), ее отнесение к нижнему эоцену не вызывает сомнений. Учитывая и стратиграфическое положение подсвиты, мы ее рассматриваем в качестве самой нижней части нижнего эоцена.

Мощность рвельской подсвиты в подавляющем большинстве случаев довольно постоянная и составляет 100-130 м. По Ш. К. Китовани (см. Джигаури и др., 1956; Китовани, 1959), в разрезе по р. Мергрук мощность "песчаниковой толщи" достигает 286 м. Однако, по нашим данным, здесь горизонты II и I2 описанного Ш. К. Китовани разреза, мощностью 108 м, составляют верхнюю часть дабисхевской подсвиты. В упомянутой выше полосе с. Ликани - р. Дабисхеви южного крыла Боржомской антиклинали подсвита имеет уменьшенную мощность - 40-50 м.

К в и б и с с к а я п о д с в и т а выделена в объеме "мергелистой толщи" по схеме Г. П. Лобжанидзе (1957). Название предложено по с. Квибиси, целиком расположенному на участке развития подсвиты. Стратотип подсвиты находится у северо-западной ок-

Рис.2. Литологическая колонка верхов рвельской подсвиты нижнего эоцена (р.Тогмасхеви):

1-известковистые песчаники, 2-чередование известковистых алевролитов, песчаников, мергелей и аргиллитов, 3-мергели и глинистые мергели.



райны селения, вдоль шоссеиной дороги Хашури-Боржоми.

Рассматриваемая подсвита, как правило, начинается 25-30 метровой пачкой ритмично чередующихся темно-красных, зеленоватых и сероватых мергелей с прослоями плотных песчано-известковистых пород. Для последних в базальной части пластов нередко характерна своеобразная микробрекчиевая текстура. Этим признаком нижние части слоев известковистых пород в какой-то степени напоминают пудинги верхов боржомульской подсвиты. Вообще для данной подсвиты весьма характерно присутствие как турбидитов, так и ламинитов.

По литолого-фаціальным особенностям отложения этой подсвиты мало чем отличаются от осадков дабисхевской подсвиты, но преобладание мергелистого (пелитового) материала более заметно в первых из них. Кроме того, в квибисской подсвите, наряду с доминирующими мергелисто-глинистыми породами, придающими осадкам в определенной мере облик "пелитового флиша", и известковистыми песчаниками пелитовой, алевроитовой и алевро-псаммитовой структуры, в значительном количестве

встречаются микробрекчии и микроконгломераты, слагающие, как уже было сказано, в основном нижние части песчаных слоев. Эти обломочные известково-песчаные породы содержат обломки меловых известняков и зеленоватых туфогенов. Известковистые алевро-песчаники характеризуются большей частью кварцево-полевошпатовым составом.

В отложениях подсвиты хорошо развита ритмичность. Наблюдаются в основном ритмы первого порядка. Градационная текстура, естественно, более отчетливо выражена в первом (песчанистом) элементе ритмов. Мощность отдельных ритмов варьирует от 0,1 до 1,5 м, достигая в очень редких случаях 2,0-2,5 м.

В отложениях всего разреза подсвиты в балке Цопианихеви в обломочных известковисто-песчанистых породах О.М.Кекелия и Г.П.Лобжанидзе в значительном количестве были собраны нуммулиты, оставшиеся, к сожалению, неопределенными (Лобжанидзе, 1957). В этом же разрезе за последнее время в пудинговых частях известковистых песчаников в низах подсвиты нами, совместно с Н.Ш.Салуквадзе, собрана нуммулитовая фауна хорошей сохранности. По предварительному определению Н.Ш.Салуквадзе (устное сообщение), она представлена раннеэоценовыми формами.

Максимальной мощностью (180-200 м) подсвита характеризуется в южном крыле Боржомской антиклинали (разрезы по рр.Гуджаретисцкали, Боржомула и др.). К северу мощность уменьшается до 90-110 м.

**Цопианская подсвита.** Над квибисской подсвитой согласно залегают терригенно-вулканогенные отложения, имеющие по своим литолого-фаціальным особенностям промежуточный характер между подстилающими флишевыми осадками и следующими выше мощными вулканогенно-осадочными образованиями среднего эоцена. Учитывая то, что эти породы традиционно относятся к боржомскому флишу, мы их рассматриваем в качестве верхней части боржомской свиты, выделяя под названием цопианской подсвиты. Наименование происходит от р.Цопианихеви (Бешеная балка), известной своими грозными селевыми выносами после каждого ливня. Стратотипический разрез расположен в самой верхней части балки, где ее крутые склоны почти оголены.

Отложения этой подсвиты имеют в общем тонкослоистый и пестроцветный характер. В нижней половине подсвиты выделяются отдельные пачки, представленные карбонатно-терригенной фацией и характеризующиеся определенной ритмичностью в чередовании пород. В верхней же части наблюдается преобладание тонкослоистых туффитов и почти полное исчезновение цикличности осадконакопления.

Нижняя граница рассматриваемой подсвиты условно проводится там, где впервые появляются туфогенные породы. В пределах Боржомского месторождения первым показателем начала подводной вулканической деятельности является слой алевро-псаммитового кристаллического туфа андезито-базальтового состава, мощностью 1,2-2,0 м. На крыльях Баратхевской синклинали этот слой залегает в 15-25 м ниже от Вашлованской пластовой жилы диабазового порфирита и по-

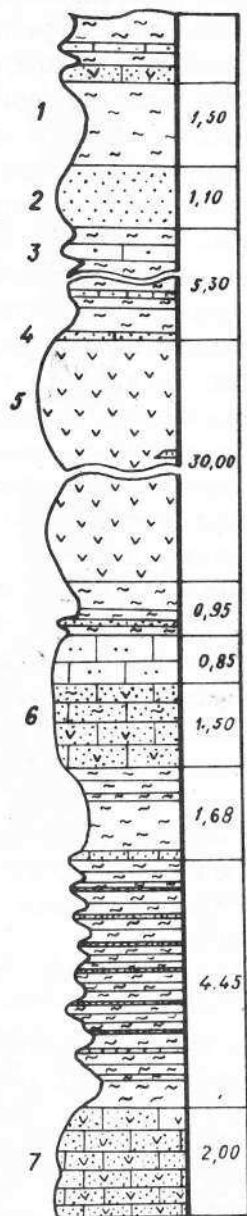


Рис.3. Литологическая колонка начальных слоев цопианской подсвиты нижнего эоцена (р.Цопианихеви):

1- мергели и аргиллиты, 2-туфы, 3- карбонатные песчаники, 4-карбонатные алевролиты, 5-пластовая жила диабазового порфирита, 6-туфогенные песчаники и аргиллиты, 7-туфогенные песчаники.

этому легко обнаруживается (рис.3).

Подсвита сложена кристаллическими и литокластическими туфами, туфопесчаниками, микротуфобрекчиями, туфобрекчиями (реже), кварцево-полевошпатовыми, полевошпатовыми и граувакковыми песчаниками (нередко карбонатными), мергелями, мергелистыми глинами и аргиллитами. Более толстослоистыми (от 0,3-2,5 до 4-12 м) являются пирокластиты. Толщина слоев и прослоек терригенных алевро-пелитолитов варьирует от нескольких см до 0,1-1,0 м, хотя изредка наблюдаются слои мергелей и аргиллитов мощностью до 2,0-2,5м. Чрезвычайно тонкослоистой и монотонной является завершающая туффитовая часть подсвиты, мощность которой достигает 140-150м (у моста Ликанского дворца по правобережью р.Куры и др.). Поэтому проведение условной границы между этой тонкослоистой пачкой данной подсвиты и вышеследующим первым мощным (50-60 м) слоем туфобрекчий ликанской свиты среднего эоцена (рис. 4) не представляет трудности.

Породы подсвиты часто пестрой (стально-серой, бурой, красноватой и зеленоватой) окраски. Они характеризуются также полосчатостью. Пирокласты на любом участке испытывают довольно быстрые фациальные замещения как по вертикали, так и по латерали.

Интересно отметить, что у северной окраины с.Вашловани,



вдоль шоссе, на расстоянии 120 м обнажается пологопадающий к северу слой туфа (мощность 2,0–2,3 м) с любопытным внутренним строением. Порода изобилует хаотически расположенными включениями более или менее скрученных обломков и слоев мергелей, аргиллитов, полосчатых песчаников и туфов. Длина отдельных обломков достигает 2–2,5 м, толщина 0,05–0,1 м. Иногда они представлены в виде мелких складочек. Не вызывает сомнения, что конволутность обломков произошла в ранней стадии литификации слагающих их осадков. Петрографическое изучение (Микадзе, 1967) показало, что подвергшиеся скручиванию и мелкой складчатости включения туфового слоя литологически идентичны подстилающим этот слой тонкослоистым породам. Последние не несут никаких следов нарушения слоистости. Никакого нарушения поверхности напластования нет и по подошве рассматриваемого туфа. Над этим слоем нормально залегает среднеслоистая пачка (1,8 м) туфов, туфопесчаников и мергелей, сменяющаяся выше толстым (до 8 м) слоем туфа, в нижней части которого (толщиной 1–1,5 м) местами наблюдается картина, аналогичная вышеописанной.

Исходя из всего изложенного, объяснение указанного явления сползанием слоев полужатвердевших осадков по наклонному дну бассейна (при землетрясениях, сопутствующих вулканизму) и смешиванием их деформированных обломков со свежим пирокластическим материалом, по-видимому, не может считаться единственным. Не исключено, что отмеченные включения являются продуктом выбросов вулканической деятельности.

В стратотипическом разрезе подсвета содержит нуммулиты раннеэоценового габитуса (Н.Ш. Салуквадзе). На основе этого, а также стратиграфического положения, описанная подсвета рассматривается нами в качестве самой верхней части нижнего эоцена.

Мощность подсветы несколько изменчива и в среднем составляет 300–450 м.

Заканчивая описание боржомской свиты палеоцена–нижнего эоцена, следует отметить, что в Боржомском районе в низах дабисхевской подсветы встречается довольно мощная (до 25–30 м) пластовая жила диабазы, именуемая нами Боржомпарковской. В залльбандах жилы порода представлена диабазовым афанитом. Жила содержит зоны видоизмененных контактовым метаморфизмом пород (роговиков) мощностью 7–9 м. Микроскопически эта гиабиссальная порода детально изучена С.В. Обручевым (1923) и Г.С. Дзоценидзе (1948). Жила характеризуется большой выдержанностью и почти одинаковым стратиграфическим положением. Поэтому при структурно-стратиграфических и гидрогеолого-разведочных работах она имеет маркирующее значение. Возникающие при коррелировании буровых скважин затруднения в

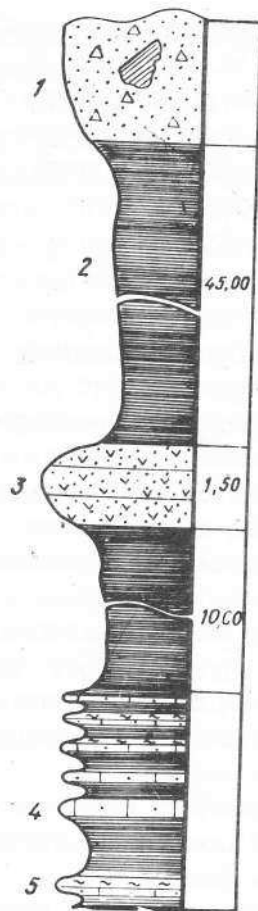


Рис.4. Литологическая колонка верхов цопианской подсвиты нижнего эоцена (р.Цопианихеви):

1-туфобрекчи основания ликанской свиты среднего эоцена, 2-чередование тонкослоистых пестроцветных алевролитов, аргиллитов, туффитов и туфопесчаников, 3-туфопесчаники, 4-карбонатные песчаники, 5- мергели и аргиллиты.

основным связаны не с неравномерным выклиниванием жилы к востоку в сторону с.Рвели (Агеев и др., 1975), а наличием других пластовых жил и даек диабазовых пород, а также, в некоторых случаях (при бурении с частичным или без отбора керна и т.д.), не совсем удовлетворительным качеством документации первичного материала.

По геолого-петрографическим особенностям, мы рассматриваем эту диабазовую жилу как близповерхностную, внедрившуюся в не-литифицированные осадки среднего-верхнего палеоцена.

#### Пестроцветная свита

В северной и южной периферийных частях описываемого района, представляющих собой зоны древних кордильер, палеоцен-нижнеэоценовые отложения либо совершенно отсутствуют, либо выражены резко отличной, по сравнению с боржомской свитой, фацией. Представлены они здесь мелководными пестроцветными, в основном красноватыми и зеленоватыми мергелями и мергелистыми глинами. Поверхностные выходы пород этой фации наблюдаются по южному краю Сурамско-Гокишурской принадвиговой прерывистой полосы турон-сенонских отложений.

В южной части исследованной территории, по аналогии с соседними районами (разрезы Гумбатской и Чобаретской антиклиналей), можно полагать, что на некоторых участках этой части региона палеоцен-нижнеэоценовые отложения также представлены маломощными пестроцветными мергелисто-глинистыми породами, а местами вовсе отсутствуют, в результате среднеэоценовой трансгрессии.

В полных разрезах, по данным микрофаунистических исследова-

ний (Качарава, 1977), эти отложения охватывают стратиграфический диапазон от датского яруса до нижнего эоцена включительно. С другой стороны, выделить в них отдельные литостратиграфические единицы практически невозможно. Поэтому целесообразнее рассматривать эти отложения в качестве одной свиты. Мощность свиты колеблется от нескольких метров до 100-120 метров.

### 1.2.2. Средний эоцен

Среднеэоценовая вулканогенно-осадочная формация занимает наибольшую площадь центральной части Аджаро-Триалети.

Мощный комплекс изверженных и кластических накоплений древнетретичного времени, объединяющийся с флишевой серией Аджаро-Имеретинского и Триалетского хребтов, упоминается еще Г.Абигом. С.С.Симонович, А.Н.Сорокин, Е.Фурнье, Ф.Освальд большую часть вулканогенных образований Боржомского района относили к олигоцену.

Б.Мефферт (1933) нижнюю часть вулканогенных образований Аджаро-Имеретинского хребта под названием "туфовая свита" отнес к палеоцену, а верхнюю - к среднему эоцену. Эта верхняя среднеэоценовая часть снизу вверх подразделялась им на андезитовые покровы, серию туфобрекчий и свиту слоистых туфов.

С.С.Кузнецов (1937) выделил вулканогенный флиш нижнего эоцена, грубокластический флиш среднего эоцена (лютетского яруса) и оверзско-приабонскую толщу (аджаристанская фация).

П.Д.Гамкредидзе (1949) средний эоцен Аджаро-Триалети подразделил на нижнюю слоистую туфогенную, среднюю туфобрекчиевую и верхнюю слоистую туфогенную свиты. Последнюю он относит уже к оверзскому ярусу. Вместе с тем П.Д.Гамкредидзе отметил скользкий характер границ между выделенными им свитами.

М.И.Варенцов (1950) среднеэоценовые образования Аджаро-Триалети объединяет под названием "мцхетская туфогенная свита".

Г.П.Лобжанидзе (1957) в Боржомском районе в нижней части слоистой туфогенной свиты среднего эоцена выделил туфогенную "флишеподобную" толщу, которую отнес к нижнему эоцену, а в нижней части средней туфобрекчиевой свиты, вслед за Б.Меффертом, - толщу андезитовых покровов среднего эоцена.

Ш.А.Китовани (1959) отметил, что верхняя слоистая туфогенная свита П.Д.Гамкредидзе является лишь фацией туфобрекчиевой свиты и выделяется не везде.

Д.К.Папава и др. (1973) вообще отказались от подсвитного деления среднеэоценовых образований центральной Аджаро-Триалети

и выделили на карте лишь литолого-петрографические (фациальные) их разновидности.

И.П.Гамкрелидзе (1976), принимая во внимание новые данные по петрографии среднеэоценовой вулканогенной формации центральной и западной Аджаро-Триалети (Надарейшвили, 1974; Лордкипанидзе, Закариадзе, 1974; Татишвили, 1974), допускает, что толща андезитовых покровов (т.н. квабисhevская свита), замещающаяся местами вулканокластолитами аналогичного состава, занимает вполне определенное стратиграфическое положение между двумя комплексами субщелочных базальтов и может быть расположена как непосредственно на границе слоистых туфогенов ликанской свиты и массивных туфобрекчий (чидильская или двирская свита), что и наблюдается большей частью, так и внутри свиты массивных туфобрекчий.

Принадлежность вышеуказанной вулканогенной формации к среднему эоцену впервые фаунистически была обоснована находением в бассейне р.Дзама нуммулитов (Варенцов, 1950). Из нижней слоистой части разреза среднеэоценовой толщи во многих разрезах центральной части Аджаро-Триалети были установлены микрофораминиферы зоны *Asarinina bulboski* (Лебанидзе, Мутателадзе, 1971; Качарава, 1977). На этом же уровне в Аджаро-Триалети выделяется горизонт *Nummulites laevigatus*, хорошо охарактеризованный нуммулитовой фауной в Ахалцихской депрессии (Мревлишвили, 1978). Выше устанавливается зона *Truncorotaloides topilensis* верхов среднего эоцена (по М.Качарава, 1977), которой соответствует горизонт *Nummulites millesarut*, охарактеризованный комплексом крупных фораминифер (Мревлишвили, 1971; Салуквадзе, Цагарели, 1960).

Среднеэоценовые образования центральной части Аджаро-Триалети большей частью согласно следуют за нижнеэоценовыми отложениями. Однако местами отмечается их трансгрессивное залегание на породах верхнего мела. В частности, по р.Сатердзе (правый приток р.Дзама), у сс.Гагатубани, Нуниси, Кодмани среднеэоценовые отложения расположены непосредственно на карбонатной толще верхнего мела. Трансгрессивное залегание среднеэоценовых отложений на верхнемеловых, по аналогии с соседними районами Аджаро-Триалети, предполагается также на южном краю этой зоны на глубине, в не вскрытых эрозией частях разреза мел-палеогеновых образований.

Среднеэоценовая вулканогенная формация подразделяется нами на три свиты: ликанскую, квабисhevскую и двирскую. Основным принципом подобного расчленения этой формации является относительная выдержанность по простиранию состава продуктов среднеэоценового вулканизма, подтверждаемая и полевыми наблюдениями в центральной

и западных частях Аджаро-Триалетской зоны (см. И. Гамкрелидзе, 1976). Главной маркирующей единицей внутри среднеэоценовой толщи является здесь квабисхевская свита, представленная дифференцированной серией пород. Нам представляется вполне естественным допустить примерную одновременность извержений вулканитов этой серии между двумя комплексами субщелочных базальтов ликанской и двирской свит.

Маркирующим для начала ликанской свиты в Боржомском районе является слой туфобрекчий мощностью до 50–60 м (рис. 5). Свита в целом сложена главным образом мелкообломочными слоистыми вулканокластолитами субщелочных базальтов. Это чередование массивных слоев туфобрекчий и агломератовых туфов с тонкослоистыми разноцветными пелитоморфными алевролитами, туфогенными аргиллитами, пелитокристаллическими туфами, реже мергелистыми и глинистыми граувакковыми песчаниками и пелитовыми алевролитами. Вообще терригенные отложения в данной свите играют весьма подчиненную роль. В самой верхней части ликанской свиты преобладают, как правило, синевато-зеленые и зеленовато-серые сланцеватые туфы алевропсаммитовой, алевроитовой и алевропелитовой структуры (рис. 6). Полная мощность ликанской свиты, измеренная нами при составлении детального ее разреза на южном крыле Боржомской антиклинали, вдоль железной дороги Боржоми-Ахалцихе, достигает 1030 м. Мощность и литологический характер свиты довольно выдержаны почти во всей центральной части Аджаро-Триалети. Исключение составляют два участка, на которых мелкообломочные слоистые вулканокластолиты субщелочных базальтов ликанской свиты фациально замещаются преимущественно грубообломочными и массивными вулканическими породами такого же состава. Первый из них расположен в крайней северо-западной части изученного района. Здесь, к востоку от ущелья р. Сакраула слоистая и мелкообломочная фация ликанской свиты по простиранию полностью замещается грубообломочными толстослоистыми или массивными вулканокластолитами и лавами роговообманковых и оливиновых субщелочных базальтов. Эти породы хорошо обнажены в ущельях левых притоков р. Чхеримела-Легвани, Бжолисхеви, Вахани и Зварула, где они либо расположены на пестроцветных мергелях палеоэоцена-нижнего эоцена, либо трансгрессивно перекрывают верхнемеловые отложения. Мощность свиты сокращена и не превышает 500 м. Однако еще восточнее, к северо-востоку от с. Булбулисцихе мощность среднеэоценовых отложений резко сокращается до нескольких десятков метров. К тому же здесь они представлены уже не вулканогенными породами, а песчаниками и мергелями, перекрытыми трансгрессивным верхним эоценом. Грубообломочная фация ликанской свиты захватывает, видимо, и район с. Ташикари, где в туфобрекчиях и слоистых туфах залегают также пластовые жилы

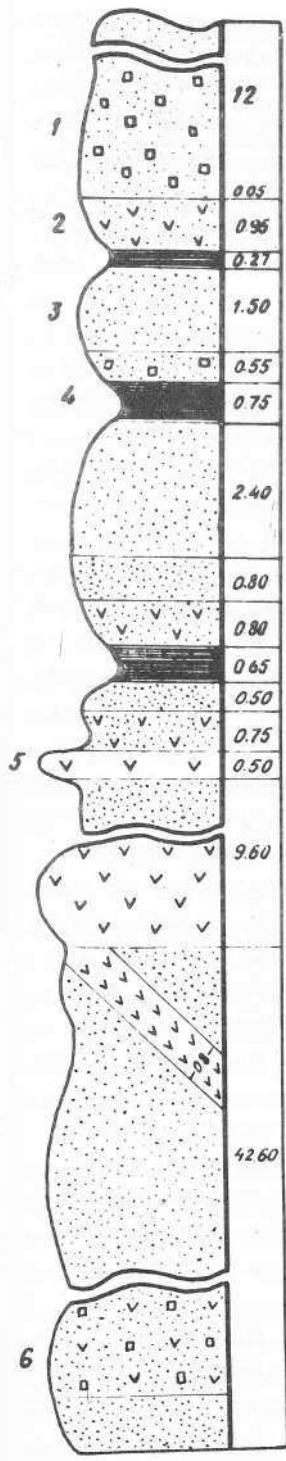


Рис.5. Литологическая колонка начальных слоев ликанской свиты среднего эоцена (с.Ликани):

1- туфобрекчии, 2- туфогенные песчаники, 3-туфы, 4 - чередование тонкослоистых пестроцветных алевролитов, пелитолитов, аргиллитов, туфопесчаников и туффитов, 5- диабазовые порфириды и габбро-диориты, 6- туфогенные песчаники и туфобрекчии.

щелочных диабазов и трахиандезитов (И.Гамкрелидзе и др., 1980).

Второй участок развития грубообломочных фаций ликанской свиты расположен в крайней юго-западной части района, где она слагает ядро т.н. Сабадурской антиклинали и обнажена в верховьях рр. Монастрисгеле, Гуджрисхеви и Храмисхеви. Свита представлена здесь преимущественно массивными вулканическими брекчиями и лавами субщелочных базальтов.

К в а б и с х е в с к а я с в и т а, которая в общем соответствует толще андезитовых покровов Б.Меурерта, следует выше за ликанской свитой и представлена ассоциацией вулканогенных пород, соответствующей дифференцированному ряду: субщелочной высокоглиноземистый базальт, трахиандезит, делленит, с которыми ассоциируются известково-щелочные плагиобазальты и андезиты (Лордкипанидзе, Закариадзе, 1974; Татишвили, 1974). М.Г. Татишвили (1974) отмечает в составе свиты также андезито-базальты и дациты.

Г.С.Дзоценидзе (1948) отмечает закономерный характер изменения состава лавовых покровов этой свиты снизу вверх от андезито-базальтов до андезитов.

Свита слагает крылья почти всех крупных складок центральной части Аджаро-Триалети и большей частью состоит из лавовых покровов, с которыми чередуются зеленовато-серые, иногда светло-зеленые тонко-среднеслоистые туфы пестрого состава. Наибольшие мощности

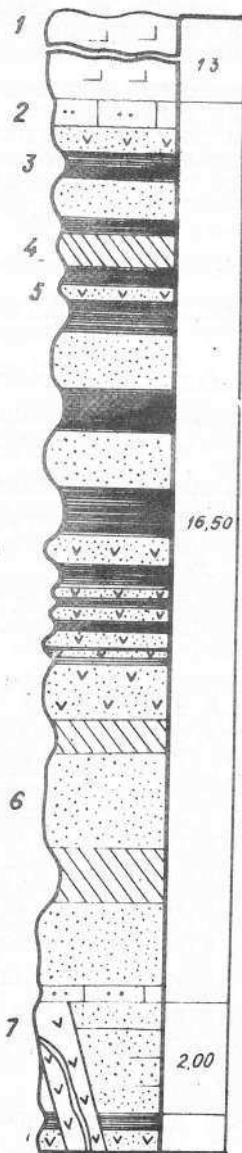


Рис. 6. Литологическая колонка верхов ликанской свиты среднего эоцена (долина р. Куры, южнее с. Ликани):

1 - лавовый покров андезито-базальта квабисхевской свиты, 2 - слабокарбонатные алевролиты, 3 - чередование тонкослоистых пестроцветных алевролитов, пелитолитов, аргиллитов, туфопесчаников и туффитов, 4 - сильно измененные пелитолиты, 5 - туфогенные песчаники, 6 - туфы, 7 - габбро-диориты.

квабисхевской свиты (до 700-800 м и более) отмечаются в западной части изученной территории, в частности на крыльях складок, развитых к северу от Ломисмтинской антиклинали и к югу от Боржомской антиклинали. Однако и здесь мощность свиты изменчива: в юго-западной части района, на крыльях Сабандурской антиклинали, где она сверху сменяет грубообломочную фацию ликанской свиты, ее мощность достигает 850-900 м, чуть севернее, на крыльях Ацкурской антиклинали сокращается до 200 м, а еще севернее, в южном крыле Боржомской антиклинали, где в ее составе насчитывается до 10 лавовых покровов мощностью от 5 до 60 м, мощность свиты вновь возрастает до 700 м. В восточной части района мощность квабисхевской свиты на крыльях Баратхевской синклинали не превышает 200-250 м. Однако к северу она вновь возрастает и на северном крае Аджаро-Триалетской зоны, в северном крыле Дедаберской синклинали вновь достигает 700-750 м.

В полосе Бакуриани-Митарби, а также в верховьях рек Гуджаретисцкали и ее притоков в квабисхевской свите лавовые покровы полностью отсутствуют, и она представлена лишь светло-зелеными андезитовыми туфами, мощность которых не превышает 300 м.

Следующая выше двирская свита, выделенная под таким названием М. Г. Татишвили (1974), в общем, видимо, синхронна т. н. чидильской свите западной части Аджаро-Триалети (Аджария, Южная Гурия) и представлена исключительно грубообломочными, тол-

стослоистыми, часто массивными лавовыми и туфовыми брекчиями и лавовыми покровами низкотитанистых базальтов (И.Гамкрелидзе и др., 1980).

Свита сохранилась главным образом в мульдах синклиналей. Наиболее полная, сохранившаяся от размыва, мощность двирской свиты отмечается в полосе Двири-Чобихеви, где она достигает 1700-1800 м. Здесь свита также представлена грубообломочными и массивными пирокластолитами и лавовыми покровами базальтов, пронизанными густой сетью даек аналогичного состава. В районе с.Читахеви сближенные и пересекающиеся дайки щелочных роговообманковых базальтов содержат обильные включения биотитовых горнблендитов и роговообманковых габбро, являющихся продуктами кристаллизации материнской базальтовой магмы в глубинных коровых очагах (И.Гамкрелидзе и др., 1980).

К юго-западу от этой полосы, на западном погружении Анкурской антиклинали, установлено постепенное убывание мощности двирской свиты и ее замещение породами анкурской фации (И.Гамкрелидзе, 1976), представленной вулканическими брекчиями роговообманковых и роговообманково-пироксеновых базальтов, спементированных туфами роговообманковых базальтов и андезитов (Татишвили, 1974). Еще западнее, на северном борту Ахалцихской депрессии, анкурская фация двирской свиты непосредственно сменяется т.н. гуркельской фацией, представленной преимущественно мелкообломочными слоистыми туфовыми и туфитовыми породами малой мощности.

Таким образом, подытоживая рассмотрение среднеэоценовой формации центральной Аджаро-Триалети, можно заключить, что она представлена двумя мощными комплексами субщелочных базальтов (ликанская и двирская свиты), разделенных дифференцированной серией пород (квабисхевская свита), которые, проявляя выдержанность по составу, местами испытывают значительные фациальные изменения, связанные, видимо, с особенностями распределения центров вулканических извержений.

В заключение следует вкратце охарактеризовать изверженные породы среднеэоценового возраста. В центральной части Аджаро-Триалетской зоны изверженные породы пользуются небольшим распространением и представлены в виде небольших интрузивных тел, секущих и пластовых жил.

Наиболее крупной является Квиранская диоритовая интрузия с ее многочисленными апофизами, расположенная в истоках р.Сатердзе, правого притока р.Дзама, в окрестностях г.Квиран. Интрузивное тело и сопровождающие его малые тела прорывают и контактно изменяют отложения от верхнего мела до среднего эоцена. В экзоконтактной зоне Квиранского интрузива к магнетитовым скарнам



приурочено Дзамское месторождение магнетитового железняка. В центральной части Квиранской интрузии развиты преимущественно диориты, а в периферийных ее частях - крупнозернистые, часто порфировидные, габбро и габбро-диориты.

Жильные породы и дайки, связанные с Квиранской интрузией, секут как саму интрузию, так и осадочные породы палеоцен-нижнеэоценового флиша и слоистые туфы среднего эоцена.

В основании цопианской подсвиты нижнего эоцена в обоих крыльях Баратхевской синклинали прослеживается Вашлованская пластовая интрузия диабазового порфирита, детально описанная в балке Цопианихеви С.В.Обручевым (1923) и в окрестностях с.Вашловани - Г.С.Дзопенидзе (1948). В приконтактных частях этой интрузии С.В.Обручев отмечает развитие андалузито-дистеновых и пренито-гроссуляровых роговиков. Мощность Вашлованской пластовой интрузии хорошо выдержана и достигает 30 м.

В Боржомском районе развиты и секущие жилы среднеэоценового возраста. В северном крыле Боржомской антиклинали, в отложениях дабисхевской подсвиты среднего-верхнего палеоцена прослеживается несколько секущих диабазовых жил широтного простирания, мощностью не более 2м. Наиболее интересна секущая жила "тешенитообразного диабазового порфирита" (Лобжанидзе, 1957), прорывающая в южном крыле Боржомской антиклинали, восточнее долины р.Куры, рвельскую и квибисскую подсвиты нижнего эоцена, а западнее, в ущелье р.Ликанискали - отложения цопианской подсвиты нижнего эоцена. Жила падает на север под углом 50-80°. Ее мощность варьирует от 2 до 6м. Примечательно, что все жилы, наблюдаемые в отложениях палеоцен-нижнеэоценового флиша, имеют широтное простирание. В отличие от них, секущие жилы, наблюдаемые в среднеэоценовых вулканогенных образованиях, имеют меридиональное простирание (Лобжанидзе, 1957).

### 1.2.3. Верхний эоцен

Верхнеэоценовые терригенные отложения центральной части Аджаро-Триалети, залегающие всюду трансгрессивно, сохранились на северной ее периферии, в окрестностях г.Хашури и восточнее, а также в узкой полосе, обнажаясь на западе в мульде Одетской (Тонетской) синклинали, а далее в окрестностях Бакуриани-Митарби, где они непосредственно перекрывают слоистые туфы ликанской и квабисхевской свит среднего эоцена. Эти отложения, как отмечают Агеев и др. (1975), расчленяются на три микрофаунистические зоны. В северной части, в окрестностях г.Хашури, нижней из них (зоне планктонных фораминифер) соответствует толща тонкослоистых глин

с прослоями песчаников и туфов мощностью до 200, средней зоне *Globigerina index* соответствует песчаная толща (300-600м), а верхней зоне *Bolivina* -глинистая толща (100-200м).

В южной части развития верхнеэоценовых отложений указанные свиты не выделяются и разрез обогащен песчаным материалом (Агеев и др., 1975). Мощность этих отложений не превышает здесь 600 м.

#### 1.2.4. Олигоцен-нижний миоцен (майкопская серия)

Майкопская серия, согласно следующая выше по разрезу за верхнеэоценовыми отложениями, сохранилась на тех же участках центральной Аджаро-Триалети, где и верхнеэоценовые образования. В северной части района она представлена в основном глинистыми отложениями олигоцена (300-500 м) и кварц-граувакковыми песчаниками нижнего миоцена (до 400 м) (Агеев и др., 1975), а в южной части - глинами олигоцена (до 1500 м) и песчано-глинистыми породами (до 250 м) в фации свиты тори (Лалиев, 1964).

#### 1.2.5. Орогенные образования

Орогенные образования в пределах центральной части Аджаро-Триалети развиты ограниченно и представлены главным образом в виде лав и вулканокластолитов, накопившихся в континентальных условиях.

Верхнемиоценово-нижнеплиоценовые мощные континентальные вулканогенно-эффузивные образования известны в Аджаро-Триалети под названием гондурдзской и кисатибской свит. Верхнемиоцен (?) - нижнеплиоценовыми эффузивами (андезитами) сложено также Дабадзельское плато и вулканический центр Цители-Дабадзели (Схиртладзе, 1964).

Более молодые верхнеплиоценово-нижнеплейстоценовые эффузивные образования представлены главным образом лавами и вулканокластолитами известково-щелочных базальтов, андезитов и дацитов. Они перекрывают южную периферийную часть Аджаро-Триалетской зоны и развиты в основном южнее, слагая Ахалцихское и Цалка-Гомаретское плато и Самсарский и Кечутский лавовые хребты.

В центральной части Аджаро-Триалети, в полосе Цихисджвари - истоки р.Гуджаретисцкали, расположено несколько центров верхне-четвертичных извержений андезитов. Лавовые потоки заполняют русло древней реки, в результате разобшения которой с ее притоком

образовались реки Боржомула и Гуджаретисцкали. Другая часть потоков двигалась с востока на запад из вулканического центра г.Саргвави. В окрестностях Боржоми устанавливается не менее трех отдельных потоков, разделенных рыхлыми лавовыми брекчиями, мощность которых колеблется от 4 до 10 м. В основании лавового потока, на эрозионной поверхности крутопадающих на юг флишевых и среднеэоценовых туфогенных пород, наблюдаются галечники древнего русла р. Гуджаретисцкали, соответствующие по возрасту второй террасе р.Курь (Лобжанидзе, 1957).

Современные образования пользуются довольно значительным распространением и представлены аллювиальными, пролювиальными и делювиальными валуно-обломочными и галечными накоплениями.

## 2. Т Е К Т О Н И К А

### 2.1. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АДЖАРО-ТРИАЛЕТЫ

Исследованный участок Аджаро-Триалетской складчатой зоны охватывает западную часть ее центрального сегмента, характеризующегося существованием срединного блокового поднятия, представляющего собой унаследованную отраженную в осадочном чехле структуру фундамента (И.Гамкрелидзе, 1970, 1976). По обе стороны от него развиты довольно протяженные складки, кулисообразно замещающие друг друга по простиранию и осложненные нарушениями взбросового и взбросо-надвигового характера большей частью с приподнятыми южными крыльями. Более детальное рассмотрение характера современной структуры исследованной части Аджаро-Триалетской зоны позволяет выделить в ней несколько тектонических единиц, отличающихся как по плану расположения в них основных структурных элементов и внутреннему строению, так и по истории развития и характеру осадочных и вулканогенных формаций.

В.П.Агеев и др. (1975), проводившие детальную геологическую съемку в бассейне среднего течения р.Курь, охватывающей большую часть исследованной нами территории, в пределах Аджаро-Триалети выделили следующие тектонические единицы (с севера на юг): Хашурский синклинорий, Боржомский антиклинорий, Ахалцихский синклинорий и Тарсонский антиклинорий. Полностью разделяя мнение этих авторов о целесообразности выделения антиклинориев и синклинориев, вместо зон и подзон, лучше отражающих характер общей структуры отдельных тектонических

единиц и сохраняя, по мере возможности, предложенные ими названия этих единиц, исходя из наших данных, мы значительно изменили указанную схему. В частности, большая северная и южная части Боржомского антиклинория указанных авторов отнесены нами к соседним Хашурскому и Ахалцихскому синклинориям и выделены, соответственно, под названием Хашурский и Ахалцихско-Дзирский синклинорий (рис.7). Основой послужили довольно резкие отличия этих единиц от срединного блокового поднятия Аджаро-Триалети как в характере структурного плана и внутренней структуры, так и, особенно четко в случае Хашурского синклинория, в формационном характере и мощностях палеоцен-среднеэоценовых образований. Вместе с тем, указанные единицы, как еще будет показано, разграничены долгоживущими разломами глубокого заложения, обуславливающими в общем складчато-глыбовое строение Аджаро-Триалетской зоны (И.Гамкредидзе, 1976).

Ниже приводится краткая характеристика внутренней структуры тектонических единиц, выделенных нами в пределах изученной части Аджаро-Триалети.

Хашурский синклинорий (см.рис.7) в видимом на поверхности разрезе сложен породами верхнемелового, палеоцен-эоценового и олигоценового возраста.

Наиболее характерными особенностями этой единицы являются синклинорное (по зеркалу складчатости) строение, развитие конгруэнтных, в общем симметричных складок с относительно небольшим размахом крыльев, резкое сокращение мощности и смена флишевых образований палеоцена-нижнего эоцена фацией пестроцветных мергелей, фациальное замещение слоистых мелкообломочных вулканокластолитов ликанской свиты среднего эоцена в большей части этой единицы грубослоистыми и массивными грубообломочными вулканокластолитами, а в северо-восточной ее части - песчанистыми фациями, трансгрессивное перекрытие верхнемеловых отложений среднеэоценовыми. Все эти черты довольно резко отличают Хашурский синклинорий от смежных к югу тектонических единиц этой части Аджаро-Триалети. В частности, они указывают на приподнятый (кордильерный) его характер в течение палеоцена и нижнего эоцена и довольно глубокое его погружение в эоцене, особенно четко выразившееся с позднего эоцена в северо-восточной (предгорной) части изученного участка, представляющей собой вовлеченную с этого времени в прогибание южную периферийную часть Грузинской глыбы (Джанелидзе, 1953).

Из пликативных структур, развитых в Хашурском синклинории, следует отметить группу складок, развитых в северной его части,

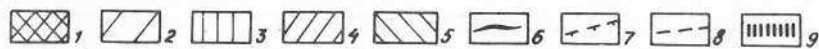
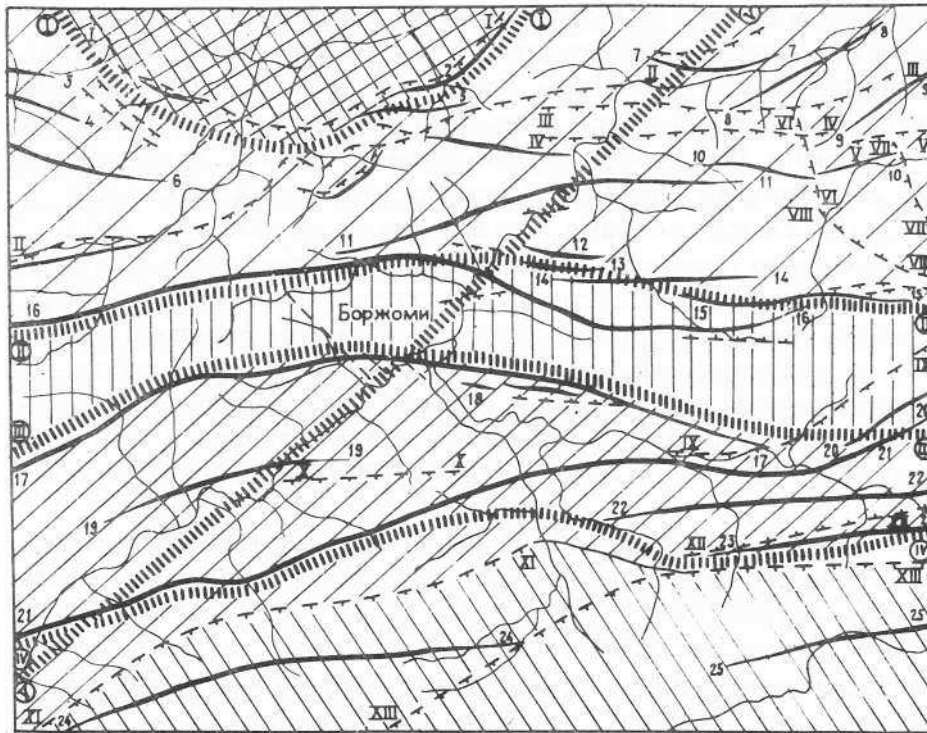


Рис.7 Тектоническая схема центральной части Аджаро-Триалети:

I - центральная зона поднятия Грузинской глыбы (Дзирульский выступ), 2 - Хашурский синклиний, 3 - срединное блоковое поднятие, 4 - Ахалцихско-Дворский синклиний, 5 - Тарсонский антиклинорий, 6 - оси антиклиналей, 7 - взбросы и надвиги, 8 - сбросы, 9 - глубинные разломы (цифры в кружках): I - Сурамско-Гокишурский, II - Северный осевой, III - Южный осевой, IV - Аджарисцкальско-Тедзамский, V - Казбекско-Цхинвальский.

как бы огибающих южную периферию Дзирульского выступа Грузинской глыбы (см. рис. 7). Это Легванская (I-I), Зварская (2-2), Пабнарская (3-3), Садарохская (4-4), Гагатубанская (5-5), Лаишурская (6-6), Сахуларская (7-7), Швликурская (8-8) и Цромская (9-9) антиклинали и разделяющие их Сакандрийская, Какасхидская, Гагатубанская, Гургомельская, Цхрамухская, Тагветская, Гвриацкальская и Келетская синклинали.

По северному краю Хашурского синклинория развит хорошо известный Сурамско-Гокишурский надвиг (I-I). Исследования последних лет (Башелейшвили и др., 1982) показали, что этот разрыв представляет собой сочетание разнохарактерных нарушений. Вдоль южной периферии Дзирульского выступа, в пределах описываемой территории, это нарушение взбросо-надвигового типа с незначительной горизонтальной амплитудой. Западнее, вдоль юго-западной периферии Дзирульского массива разрыв имеет северо-западное простирание и правосторонний характер. Еще западнее разрыв вновь становится субширотным и по целому ряду признаков представляет собой подошву тектонического покрова, состоящего на глубине из нескольких пластин. В пределах исследованной части Аджаро-Триалети и восточнее Сурамско-Гокишурский надвиг представлен системой направленных на север взбросо-надвиговых нарушений, представляющих непосредственное поверхностное выражение длительно развивающегося тектонического шва - глубинного разлома, четко устанавливаемого на основании сопоставления мощностей и фаций меловых и палеогеновых отложений Аджаро-Триалетской зоны и смежной с ней Грузинской глыбы.

Наряду с этим на существование этого разлома указывает его полная независимость от форм складчатых деформаций, которые расположены косо и как бы срезаются линией разлома (И.Гамкрелидзе, 1976). Разлом сейсмоактивен: к нему приурочено 8-балльное горийское землетрясение 1920 г., плейстоценовая область которого вытянута в близширотном направлении, а также ряд тяготеющих к этой же полосе эпицентров более слабых землетрясений (Рубинштейн, 1964). С ним же были связаны землетрясения 1969 г. в притбилисском районе, очаги которых были расположены на глубине 10-15 км (Иоселиани, 1979). К зоне разлома приурочиваются также гравиметрические ступени и линии интенсивных градиентов силы тяжести.

Второй крупный разрыв - Гори-Сахуларский (II-II) в пределах Хашурского синклинория развит южнее и в общем простирается параллельно Сурамско-Гокишурскому надвигу.

Как показали исследования Д.Ю.Папава и др. (1973) (см. также Агеев и др., 1975), Гори-Сахуларский надвиг на востоке, вдоль ущелья р.Куры, не является единым и здесь кулисообразно замещается Наруджебским (III-III), Коргниссерским (IV-IV) и Гвердзинетским (V-V) взбросами.

Развитие к югу от отмеченных выше разрывных нарушений складки Хашурского синклинория имеют в общем субширотное простирание. Это Брагунская антиклиналь (IO-IO) и развитие по обе стороны от нее Брагунская и Картская синклинали. К западу они замещаются более протяженными Нижнечачарской антиклиналью (II-II) и развитой

к северу от нее Самецхварио-Дедаберской синклиналию. Из разрывных нарушений восточной части Хашурского синклинория следует отметить несколько поперечных взбросов, установленных здесь Д.Ю.Папава и др. (1973). Это Джвартлухский (УІ-УІ), Квиранский (УП-УП) и Сатибский (УШ-УШ) взбросы.

Следующая к югу тектоническая единица центральной части Аджаро-Триалети - срединное блоковое поднятие довольно четко проявлено во всем центральном сегменте Аджаро-Триалети и сложено мощным палеоцен-нижнеэоценовым флишем и среднеэоценовой вулканогенной толщей (И.Гамкрелидзе, 1976). Боржомская (І7-І7) и Ломисмтинская (І6-І6) антиклинали представляют здесь, по существу, флексуры, ограничивающие это поднятие (т.н. "двойной антиклинал" Б. Мейфферта (1933)). Многочисленные буровые скважины Боржомского района позволяют с большой уверенностью судить о характере залегания пород на глубине. Свод срединного блока в целом характеризуется пологим залеганием толщ, образующих широкую и протяженную Баратхевскую (Квибисскую) синклиналию (рис.8), однако в палеоцен-нижнеэоценовых породах почти на всю ширину блока развита мелкая дополнительная складчатость, сопровождающаяся мелкоамплитудными нарушениями. Характеристика этих структур приведена при описании структурных особенностей Боржомского месторождения минеральных вод. Наряду с этим, Ломисмтинская и Боржомская антиклинали места-ми на крутых крыльях осложнены складками второго порядка (І2-І2, І3-І3, І4-І4, І5-І5 и І8-І8).

Наиболее полно характер строения срединного блокового поднятия проявлен к востоку от описываемой территории, на непосредственном восточном его продолжении в восточной части Триалетского хребта. Здесь, наряду со структурными данными (резкие флексуры по северному и южному краям и субгоризонтальное залегание толщ в сводовой части), на существование подобной структуры, представляющей собой длительно развивающуюся унаследованную структуру фундамента, указывают следующие данные: резкое первичное уменьшение мощности меловых отложений и интенсивный размыв всех образований, вплоть до пород доюрского кристаллического фундамента, в сводовой части этого поднятия и особенно на его северном (Уриули) и южном (Пели) флексурных "плечах" (И.Гамкрелидзе, 1976). Судя по составу отмеченного перемятого материала (Папава, 1966; И.Гамкрелидзе, 1976; Надарейшвили, 1981), на большой площади этой части срединного поднятия в продолжение всего верхнего мела и, возможно, в палеоцене обнажались породы кристаллического фундамента, покрытого лишь маломощными эпиконтинентальными образованиями верхней юры и нижнего мела (Надарейшвили, 1981). На

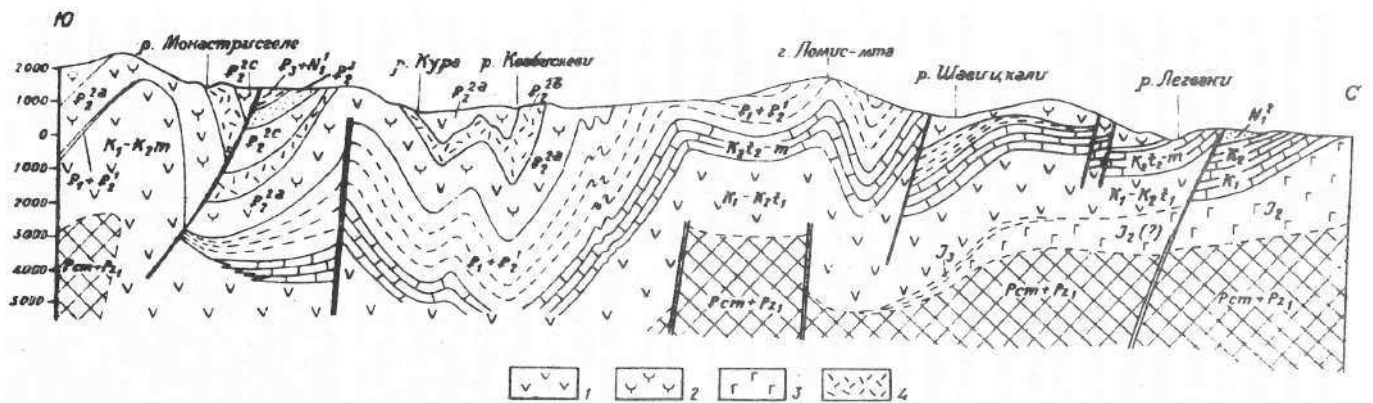


Рис.8. Геологический профиль (через центральный сегмент Аджаро-Триалетской складчатой зоны с показом предположительного строения на глубине:

$P_{cm}+P_{z1}$  - докембрий и нижний палеозой (кристаллический фундамент),  $I_2$  - средняя юра (байосская порфиритовая свита),  $I_3$  - верхняя юра (органогенно-детритусовые известняки),  $K_1-K_2^{t1}$  - апт(?) - альб-нижний турон, а на южном краю зоны апт-маастрихт ( $K_1-K_2^m$ ) (преимущественно вулканогенные породы),  $K_2^{t2-m}$  - верхний турон-маастрихт (известняковая толща),  $K_1$  - нижний и  $K_2$  - верхний мел Грузинской глыбы.  $P_1+P_2^I$  - палеоцен-нижний эоцен-боржомская флишевая свита (на северном и южном краях зоны - маломощная пестроцветная свита); Среднеэоценовая вулканогенная формация:  $P_2^a$  - нижний комплекс (ликанская свита),  $P_2^b$  - средний комплекс (квabisхевская свита),  $P_2^c$  - верхний комплекс (двирская свита);  $P_2^3$  - верхний эоцен (терригенная толща),  $P_3 + N_1^1$  - олигоцен-нижний миоцен (майкопская серия),  $N_1^2$  - терригенный средний миоцен Грузинской глыбы. 1 - породы преимущественно основного состава, 2 - субщелочные породы, 3 - породы преимущественно среднего состава, 4 - дифференцированная серия пород.



неглубокое залегание доюрского фундамента в изученной нами части Аджаро-Триалети указывают также данные геофизики. В результате интерпретации материалов искусственных взрывов, произведенных в Боржомском районе, Г.К.Твалтвадзе (1960) была определена мощность осадочного (до 4 км) и других слоев земной коры. На сейсмологическом профиле Бакуриани-Степное, построенном в результате глубинного сейсмического зондирования (Юров, 1964), в полосе Хашури-Бакуриани мощность осадочного комплекса в среднем не превышает 4 км. На такую же мощность осадочного комплекса в центральной части Аджаро-Триалети указывают и гравиметрические данные (Балавадзе и др., 1966).

Таким образом, приведенные структурные, палеогеографические и геофизические данные с полной очевидностью свидетельствуют о существовании унаследованного срединного блокового поднятия в центральной части Аджаро-Триалети, ограниченного Северным (II-II) и Южным (III-III) осевыми разломами фундамента (см.рис.7,8). Их допущение становится необходимым уже при достраивании отмеченной коробчатой складки на глубину. Вместе с тем, эти разломы хорошо отражены и в аномальном магнитном поле Аджаро-Триалети (см.И.Гамкредидзе, 1976, стр.97). Если принять во внимание интенсивное прогибание осевой полосы Центральной Аджаро-Триалети в течение палеоцена-среднего эоцена и приуроченность к ней мощной среднеэоценовой вулканической активности, отмеченные разломы, проявившие себя и позднее, - на орогенном этапе развития этой области, следует отнести к категории глубинных.

Примечательно, что в восточной части срединного блокового поднятия, в области развития дополнительных складок второго порядка на северном его "плече", внедрены габбро-диоритовая Квиранская интрузия и более мелкие тела аналогичного состава, которые скорее всего приурочены к Северному осевому глубинному разлому.

В этой же части южное ступенчатое ограничение осевого блока-Боржомская антиклиналь, а также Баратхевская синклиналь перекрыты с юга довольно крупным Тремлованским надвигом (IX-IX), амплитуда перемещения по которому в ущелье р.Гуджаретисцкали не превышает 300 м. Однако к северо-востоку амплитуда возрастает и, видимо, достигает значительной величины. В юго-восточном приподнятом крыле этого нарушения складки параллельны надвигу и имеют также северо-восточное простирание. Это Цинубанская антиклиналь (20-20) и восточные части Ацкурско-Мачарцкальской антиклинали (21-21) и развитой к югу от последней Одетской (Тонетской) синклинали.

В центральной части срединного блокового поднятия развито несколько нарушений взбросового и сбросового характера. Подробное описание этих разрывов приводится при рассмотрении структуры Боржомского месторождения.

Выделенный нами к югу от срединного блокового поднятия Ахалцихско-Дворский синклиниорий сложен в основном породами среднеэоценовой вулканогенной формации, однако в наиболее прогнутой его южной части от размыва сохранились верхнеэоценовые и олигоценные отложения.

Наиболее крупные складки этого синклинория: Двири-Цемская синклиналь, расположенная между Боржомской (I7-I7) и Ацкурско-Мачарцкальской (2I-2I) антиклиналями, и к югу от последней Одетская (Тонетская) синклиналь в восточной части имеют широтное простирание. Однако на меридиане кур.Цагвери они сворачивают к юго-западу. Наиболее отчетливо юго-западное простирание складок проявляется западнее меридиана с.Квабисхеви. Более крупные из этих складок (с наибольшим размахом крыльев)-Двири-Цемская синклиналь и Ацкурско-Мачарцкальская антиклиналь (2I-2I) являются одновременно и наиболее протяженными. В северном крыле Двири-Цемской синклинали нами установлены Квабисхевская синклинальная и антиклинальная (20-20) складки второго порядка.

Все указанные складки Ахалцихско-Дворского синклинория большей частью асимметричны и слегка наклонены к югу. Они осложнены разрывными нарушениями взбросо-надвигового типа. Это Гомнский (X-X) и Тисельский (XI-XI) взбросы и Бакурианский надвиг (XIII-XIII). Последний в западной части своего распространения выходит за пределы Ахалцихско-Дворского синклинория и пересекает центральную часть Тарсонского антиклинория. По всем указанным выше разрывам, совпадающим по простиранию со складками, приподняты их южные крылья. Лишь по Вардеванскому взбросу (XII-XII), с максимальной вертикальной амплитудой до 750 м, приподнято северное крыло. Вертикальная амплитуда перемещения по крупному Тисельскому взбросу (XI-XI) в западной части его развития достигает 1200 метров, а горизонтальная - 650-700м. Здесь этот взброс перекрывает южное крыло Одетской (Тонетской) синклинали, выполненной в мульде верхним эоценом и олигоценом и представляющей на поверхности лишь северным своим крылом. К востоку, в окр.с. Тори амплитуда этого разрыва уменьшается до 250м; он уходит под Бакурианский лавовый поток и здесь, видимо, затухает. Бакурианский надвиг (XIII-XIII) в центральной части своего распространения имеет вертикальную амплитуду перемещения до 900м, а горизонтальную - до 550-600 м. Однако к востоку его амплитуда, види-

мо, возрастает.

Из глубинных структур, проявляющих себя в поверхностной структуре, в изменении характера и мощности продуктов среднеэоценового вулканизма, а также в особенностях палеогеографии, следует отметить Аджарисцкальско-Тедзамский глубинный разлом (IV-IV на рис.7). Этот разлом прослеживается почти по всей Аджаро-Триалетской зоне. На западе, в Аджарии он совпадает с осевой частью Аджарисцкальской синклинали. Здесь на его существование указывает очень резкая смена северных фаций т.н. чидильской (средний эоцен) и адигенской (верхний эоцен) свит южными (И.Гамкрелидзе, 1976, стр.80). Восточнее этот разлом проявлен еще более четко в виде тектонической ступени по северному борту Ахалцихской депрессии, где наблюдается резкое сокращение мощности и изменение характера среднеэоценовой двирской свиты. В частности, в отличие от других участков распространения этой свиты, здесь она сложена преимущественно мелкообломочными слоистыми туфами и туффитами, содержащими маломощные пачки грубообломочных пирокластолитов (гуркельская фация двирской свиты). Еще восточнее, вдоль тектонической ступени по южному крылу Ацкурско-Мачарцкальской антиклинали (2I-2I), в ущельях рр. Гиселисгеле и Двири, верхняя часть среднего эоцена также представлена маломощной ацкурской фацией двирской свиты. Такое явление, очевидно, было обусловлено наличием резкого уступа в рельефе во время вулканических извержений. Это подчеркивается и широким развитием в этой полосе явлений предверхнеэоценового размыва, вызывающего иногда полное выпадение из разреза двирской свиты, а местами, в частности в полосе Бакуриани-Митарби, и более древних толщ. Таким образом, первичное уменьшение мощности и характер вулканических образований в этой полосе, а также признаки существования суши и постоянства в положении береговой линии, указывают на длительное конседиментационное развитие Аджарисцкальско-Тедзамского глубинного разлома, проявившего себя и в современной структуре, а также четко отраженном в аномальном магнитном поле этой области (И.Гамкрелидзе, 1976). Вдоль этого нарушения расположены все центры четвертичных извержений андезитов центральной Аджаро-Триалети (Цихисджвари, Саргвави, Мухера).

Примечательно, что существование описанного разлома, на основании геофизических данных, предполагалось и В.Я.Эдидашвили и др. (1967), выделившими его под названием "Тонетско-Бакурианский глубинный разлом".

Следующая к югу тектоническая единица -Тарсонский антиклинорий, выделенный Д.Ю.Папава и др. (1973), полностью сложен

среднеэоценовой вулканогенной формацией, перекрытой с юга-по южной периферии Аджаро-Триалетской зоны, молодыми верхнеплиоценово-нижнеплейстоценовыми лавами. Наиболее характерные особенности этой единицы - ее кордильерный характер в течение палеоцена и нижнего эоцена (судя по резкому сокращению мощности, а местами полному выпадению из разреза образованию этого возраста) и довольно глубокое погружение в среднем эоцене. Возникновение Тарсонского поднятия (антиклинория) связано с предверхнеэоценовой фазой складчатости.

В восточной части антиклинорий сложен на поверхности массивными вулканогенами двирской свиты среднего эоцена. Здесь Д.Ю. Папова и др. (1973) выделяют Кенчкарскую антиклиналь (25-25) и к югу от нее Хачковскую синклиналь. Наряду с этим, в Тарсонский антиклинорий нами включается крупная Сабадурская антиклиналь (24-24), известная со времен Б.Мефферта (1933), которая сложена в ядре своеобразной массивной фацией ликанской свиты, а на крыльях - квабисхевской и двирской свитами. Эта складка асимметрична и наклонена к северу. В северном крыле она разорвана описанным выше Тисельским взбросом (XI-XI).

Наконец, следует коснуться еще одного разлома глубокого заложения - Казбекско-Цхинвальского (У-У на рис.7), юго-западное продолжение которого намечается в пределах центральной части Аджаро-Триалети.

Этот разлом, устанавливаемый на основании геофизических и геологических данных (Милановский, 1968), является исключительно важным рубежом, разделяющим высокосейсмичную область, расположенную к востоку, и менее сейсмичную - к западу от него, и играет роль экрана, поглощающего сейсмическую энергию землетрясений, которые происходят к западу и востоку от этого разлома. По Е.Е. Милановскому, Казбекско-Цхинвальский разлом устанавливается также на основании анализа проявлений новейших движений и локализации молодых вулканических образований. Он, по его мнению, продолжается к юго-западу, в пределы Аджаро-Триалетской зоны, где вдоль этого разлома оказалась заложеной долина Куры. Выказано также мнение о длительном конседиментационном характере развития этого разлома, ограничивающего распространение фаций Цхинвальско-Гомборской зоны в западном направлении (П.Гамкрелидзе, И.Гамкрелидзе, 1977). По направлению Цхинвали-Казбек Н. Гамкрелидзе и др. (1979) отмечают сдвигание и нарушение корреляции в магнитном поле, зафиксированном на высоте 9 км.

По данным А.Н.Вардапетяна (1979), фокальные механизмы землетрясений указывают на левосдвиговую природу Казбекско-Цхин-

вальского разлома.

Таким образом, на основании этих данных можно предположить существование вдоль р.Курн разлома на глубине, правда, фактически не проявившего себя в поверхностной структуре.

## 2.2. СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ БОРЖОМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ МИНЕРАЛЬНОЙ ВОДЫ

Боржомское месторождение минеральной воды приурочено к срединному блоковому поднятию Аджаро-Триалетской складчатой зоны, представленному, как отмечалось, крупными Боржомской и Ломисмтинской антиклиналями и разделяющей их Баратхевской синклиналью (см. рис. 9 и 10 в приложении).

Боржомская антиклиналь (IО-IО), представляющая собой южное ступенчатое ограничение указанного срединного блокового поднятия, в пределах Боржомского района субширотного простирания. Однако ось складки несколько сворачивает к юго-востоку восточнее р.Гуджаретисцкали и к юго-западу – западнее р.Ликанисцкали. Складка характеризуется резкой асимметричностью строения и фактически имеет флексурообразный характер с крутопадающим (70–90°) южным крылом, местами гравитационно опрокинутым к югу. На правом склоне ущелья р. Гуджаретисцкали южное крыло Боржомской антиклинали осложнено складками второго порядка. Эти складки (две синклинали и расположенные между ними две антиклинали, замещающие друг друга кулисообразно) имеют асимметричное строение и слабо наклонены к югу (Папава и др., 1973). По южному краю полосы развития указанных складок второго порядка проходит т.н. Дабисхевский взброс (XII-XII), хорошо наблюдаемый в ущелье р. Дабисхеви в 800 м к северу от шоссе Боржоми-Бакуриани (Лобжанидзе, 1957). Здесь породы цопианской подсвиты нижнего эоцена приходят впритык со слоистыми туфами ликанской свиты среднего эоцена, а восточнее, в параллельной балке – нижняя часть квибисской подсвиты, вся рвельская подсвита и верхи дабисхевской подсвиты северного крыла указанного взброса непосредственно соприкасаются с породами цопианской подсвиты южного его крыла. Вертикальная амплитуда перемещения по Дабисхевскому взбросу в центральной части его распространения достигает 750 м.

Свод Боржомской антиклинали узкий, но в общем округлой формы. Наиболее древние отложения боржомского флиша (верхи боржомульской подсвиты) обнажены в центральной, глубокопрорезанной ущельями рр. Боржомула и Гуджаретисцкали, части. Здесь сводовая часть

Боржомской антиклинали рассечена рядом сбросовых нарушений широтного и диагонального направлений.

Широтные боржомпарковские сбросы (X-X, XI-XI) хорошо наблюдаются в ущельях рр. Боржомула, Гуджаретисцкали и на правом берегу р. Куры. Южный (XI-XI) проходит к северу от осевой линии Боржомской антиклинали. В западной части линия разрыва приближается к оси антиклинали и на правом берегу р. Куры расстояние между ними не превышает 15 м. Здесь разрыв рассекает низы дабисхевской подсвиты и залегавшую в ней Боржомпарковскую пластовую жилу диабаз. Северное крыло разрыва опущено с амплитудой не более 12 м. Однако к востоку амплитуда постепенно увеличивается и на правом берегу р. Гуджаретисцкали достигает 50 м. Сместитель падает на север под углом  $75-85^{\circ}$ . Этот сброс затухает не доходя истоков ущелья р. Дабисхеви.

Чуть севернее, на расстоянии 150 м от описанного разрыва проходит второй сброс (X-X), также с опущенным северным крылом. На левом берегу р. Боржомула этот сброс проходит у северного конца обнаженного в виде обрыва диабаз, в 100 м к северу от бальнеофизиотерапевтической лечебницы. Амплитуда перемещения и по этому разрыву увеличивается в сторону р. Гуджаретисцкали, где достигает 150 м. Он так же, как и предыдущий, затухает к востоку, а на левом берегу р. Куры с запада ограничивается т.н. Папинским сбросом (VIII-VIII) диагонального направления. Последний четко фиксируется на правом берегу Куры около железнодорожного тоннеля. Сместитель этого сброса падает на юго-запад под углом  $75^{\circ}$ . Опущенным является юго-западное крыло с вертикальной амплитудой до 50 м. К северо-западу и юго-востоку это нарушение вскоре затухает.

По полевым наблюдениям и данным скважин № 1 и № 2 (уч. Папа), устанавливается (Лобжанидзе, 1957) наличие двух небольших разрывов, проходящих юго-западнее Папинского сброса, параллельно ему. Один из них с опущенным на 20-25 м юго-западным крылом проходит между скв. № 2 и Папинским сбросом, а второй, с опущенным на 15-20 м северо-восточным крылом, намечается юго-западнее от него.

Небольшой взброс такого же направления замечен на крутом левом берегу р. Боржомула, у северо-восточной окраины Торской площадки. Взбрасыватель падает на юго-запад под углом  $70-75^{\circ}$ . Взброшено юго-западное крыло с амплитудой до 45 м. Следовательно, Торская площадка представляет собой небольшую структуру горстового типа.

Нарушения более крупного масштаба, имеющие также северо-западное направление, устанавливаются к западу от описанного участка. Наиболее крупный из них - Ликанский взброс (VI-VI) ясно наблюдается в ущелье р. Сакдригеле, где самые верхние части

дабисхевской подсвиты и рвельская подсвита, обнаженные на левом склоне указанного ущелья, тектонически соприкасаются с терригенно-туфогенной цопианской подсвитой. В этой части вертикальная амплитуда разрыва достигает 600 м. К юго-востоку, на водоразделе р. Сақдрисгеле и ее левого притока (р. Кошкисгеле) амплитуда нарушения увеличивается до 750 м (см. разрез I-I на рис. 10). Выясняется, что в этой части амплитуда разрыва максимальная. В частности, к юго-востоку от этого участка, в присводовой части Боржомской антиклинали, в балке Кошкисгеле, у скважины № 50 к мергелисто-песчаным отложениям нижней части квибисской подсвиты с северо-востока примыкают породы средней части дабисхевской подсвиты. Следовательно, вертикальная амплитуда Ликанского взброса на этом участке не превышает 550 м. Еще южнее амплитуда постепенно уменьшается и в ущелье р. Куры разрыв вовсе затухает. Такая же картина наблюдается и в северо-западной части описываемого нарушения. Здесь разрыв в северо-западном направлении проходит в туфогенных образованиях ликанской свиты и цопианской подсвиты, а дальше, пересекая ущелье р. Банисхеви, в отложениях квибисской подсвиты постепенно затухает. Судя по характеру выхода на поверхность плоскости этого нарушения и непосредственным замерам элементов залегания сопряженных с ним мелких разрывов, устанавливается взбросовый характер описанного нарушения. В зоне Ликанского взброса, в области максимального его развития, наблюдается сильно уплотненная глина трения мощностью до 8 м. На территории ликанских санаториев, устанавливается разрыв такого же направления - Санаторный сброс (УП-УП) с вертикальной амплитудой до 230 м. Об этом можно судить на основании сравнения данных по скважинам № 1, 5, 6, 7, 59. В частности, скважины № 6, 7 и 59 пластовую жилу диабазы вскрыли на 200-230 м выше, чем следовало бы ожидать, исходя из данных скважин № 1 и № 5 и элементов залегания пород на данном участке южного крыла Боржомской антиклинали.

Пологое северное крыло Боржомской антиклинали ( $< 20-30^\circ$ ) в водораздельной части рр. Гуджаретисцкали и Квибисисцкали осложнено складками второго порядка - Гвиргвинской антиклиналью (8-8) и пологой Боржомской синклиной (9-9), которые прослеживаются в субширотном направлении от правого берега р. Гуджаретисцкали до окрестностей г. Гвиргвина.

Следующая к северу крупная пликативная структура - широкая и плоская Баратхевская синклиналь (7-7) в западной части Боржомского месторождения простирается субширотно, а в восточной - на юго-восток. Западнее р. Куры эта складка в мульде сложена отложениями цопианской подсвиты нижнего эопена и ликанской свиты среднего эопена. На правом берегу р. Куры, вследствие довольно рез-

кого воздымания оси складки к востоку, наблюдается центрикли-  
нальное замыкание выходов попианской, квибисской и рвельской под-  
свет Боржомского флиша, которые однако восточнее сохранились в  
высокогорной водораздельной части бассейнов Квибисисскали и Гуд-  
жаретисскали. В ущелье р. Куры мульда Баратхевской синклинали  
имеет волнистое строение и в северной части осложнена Квибисским  
взбросом (У-У) субширотного простирания (см. разрез Ш-Ш). Нали-  
чие этого нарушения предполагается нами на основании данных сква-  
жин № I (Рвели), 67, 25, 25а, 37, 38 и 47. В частности, к северу от  
этой линии в скважинах № 67 и I Боржомпарковская пластовая интрузия  
диабазы, принимая во внимание характер залегания и мощность  
развитых здесь пород, была встречена, по крайней мере, на 100 м  
ниже по сравнению с данными скважин № 25, 25а, 37, 38 и 47. Из-за  
плохой обнаженности проследить этот разрыв на поверхности не  
удается.

К северу от Баратхевской синклинали прослеживается крупная  
Ломисмтинская антиклиналь (6-6), представляющая собой, как отме-  
чалось, северное ступенчатое ограничение срединного блокового  
поднятия Аджаро-Триалетской зоны. В сводовой части эта складка  
сложена в основном типично флишевыми породами дабисхевской  
подсветы среднего-верхнего палеоцена. В наиболее глубокопроре-  
занной рекой Чинчараулискали ее части обнажаются и более древние  
отложения боржомульской подсветы нижнего палеоцена. Небольшой,  
плохо обнаженный выход этих пород наблюдается также в левом при-  
токе р. Банисхеви к западу от Чинчараулискали.

В ущелье р. Чинчараулискали выходы боржомульской подсветы,  
окаймленные Боржомпарковской пластовой жильной диабазой, сопровож-  
даются двумя небольшими параллельными взбросами (П-П, Ш-Ш) севе-  
ро-восточного направления, по которым приподняты являются их  
северо-западные крылья. Северный разрыв (П-П) устанавливается на  
основании раздвоения указанной диабазовой жилы и известковистых  
мергелей и известняков верхней части (50 м) боржомульской подсви-  
ты. Вертикальная амплитуда этого разрыва достигает 170 метров.  
Второй разрыв (Ш-Ш) четко фиксируется на левом берегу р. Чинчара-  
улискали срезанием выхода диабазовой жилы, а также двукратным  
сокращением мощности дабисхевской подсветы в результате ее пере-  
крывания породами боржомульской подсветы. Амплитуда перемещения  
по этому нарушению также порядка 170-180 м.

Северное крыло Ломисмтинской антиклинали так же, как и юж-  
ное крыло Боржомской антиклинали, имеет крутое падение и осложне-  
но рядом складок второго порядка (3-3), которые прослеживаются  
к востоку от с. Занава, по левому склону ущелья р. Кортанетисскали.



Эти складки асимметричны: антиклинали имеют крутые северные и пологие южные крылья. Между сс.Занави и Рвели северное крыло Ломисмтинской антиклинали разорвано Занавским взбросом (IУ-IУ) широтного направления. Здесь по р.Самотхисгеле (левый приток р.Куры), на 600 м севернее скважины № 52 пестроцветные слои самой нижней части квибисской подсвиты непосредственно контактируют с туфогенными отложениями цопианской подсвиты. Приподнятым на 170-180 м является южное крыло разрыва.

В восточной части хребта Квибисис-сари в северном крыле Ломисмтинской антиклинали зарождаются Квемонедзвская синклиналь (5-5) и антиклиналь (4-4), которые в полной мере, в виде самостоятельных складок, развиты за пределами Боржомского района.

Как отмечалось, в пределах срединного блокового поднятия, особенно на его северном и южном "плечах" (Ломисмтинская и Боржомская антиклинали) в палеоцен-нижнеэоценовых флишевых отложениях развита мелкая дополнительная складчатость (рис.II). Эти складки, шириной от единичных до нескольких десятков метров, и с почти таким же размахом крыльев, осложнены многочисленными соскладчатостями взбросовыми и, видимо, несколько более поздними и малочисленными сбросовыми нарушениями. Эта складчатость захватывает и более нижние, необнаженные горизонты нижнего палеоцена и, возможно, верхнего мела. Об этом может свидетельствовать интенсивная мелкая складчатость, хорошо наблюдаемая в известняково-мергелистых отложениях боржомульской подсвиты в ущелье р.Чинчараулиспкали. Примечательно, что в типично флишевой (дабисхевской) и мергелистой (квибисской) подсвитах боржомской свиты местами развит ясно выраженный кливаж осевой плоскости.

К северу и югу от охарактеризованного выше срединного блокового поднятия развиты узкие, сильно сжатые и глубокие Картская (2-2) и Двири-Цемская (I4-I4) синклинали. Последняя развита главным образом за пределами рассматриваемого участка и наблюдается лишь в его юго-восточной части. Северное крыло этой синклинали осложнено Квабисхевской синклинальной (I2-I2) и антиклинальной (I3-I3) складками второго порядка, которые в ущелье р.Куры выражены в зачаточной форме и наиболее полно развиты западнее, в ущелье р.Квабисхеви.

Картская синклиналь, прослеживаемая к северу от Ломисмтинской антиклинали, в узком, сильно сжатом ядре, сложена мощным лавовым комплексом квабисхевской свиты среднего эоцена. Чуть, севернее, в ее осевой части, вдоль шоссе Хашури-Боржоми, в типичных для этой свиты лавах хорошо наблюдается крутопадающая к северу плоскость разрыва (Кортанетский взброс, I-I) с отчет-

ливо выраженными зеркалами и бороздами скольжения, указывающими на то, что приподнятым является северное крыло этого нарушения. Амплитуда Кортанетского взброса не устанавливается, из-за его развития в однообразной лавовой толще. Однако, судя по ясно выраженному ненарушенному центриклинальному замыканию выходов лавовых покровов указанной свиты к западу от устья р. Куры, протяженность этого нарушения, видимо, небольшая.

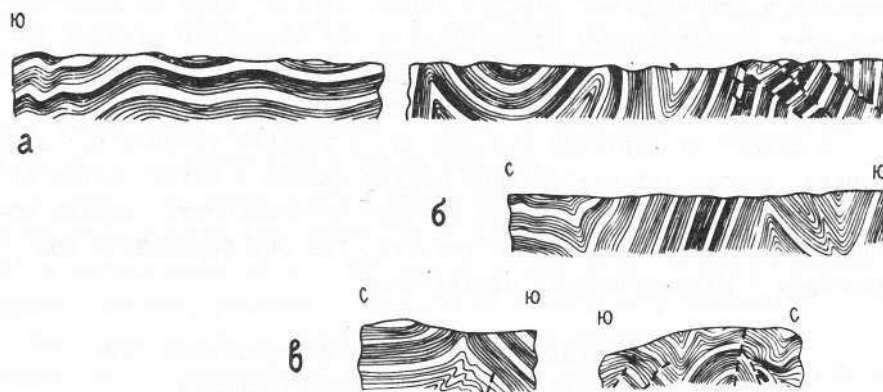
К северу от Картской синклинали, в верхнем течении р. Саотхисгеле хорошо устанавливается сильно сжатая и симметричная антиклиналь (I-I), которая имеет большую протяженность главным образом за пределами изученного участка, где она выделяется под названием " Нижнечачарская антиклиналь".

### 2.2.1. Результаты исследования трещинной тектоники Боржомского месторождения

С целью изучения характера трещиноватости пород Боржомского месторождения авторами проведены специальные исследования с применением методов детального структурного анализа (И.Гамкрелидзе, 1976). Применение такого анализа подразумевает, наряду с морфологическими особенностями, изучение закономерности ориентировки в пространстве, а также взаимного расположения слагающих структур элементов различного масштаба (порядка).

Основная задача структурного анализа - выявление пространственно-статистических закономерностей расположения структурных элементов. Переменными величинами, зависящими от координат пространства, являются непосредственно измеряемые геометрические формы: плоскостные и линейные структурные элементы. В частности, плоскости слоистости, трещин и разрывов, оси складок (В-линейность) и линейность скольжения (линии скольжения на плоскостях разрывов).

На изученном участке для проведения детального структурного анализа нами было замерено около 2000 поверхностей раздела пород различного направления, а также множество линий скольжения на тектонических поверхностях. Выяснилось, что на исследованном участке выделяются две резко различные генетические группы трещин в горных породах. Развитые повсеместно и во всех слоистых толщах трещины, ориентированные всегда перпендикулярно к слоистости и в большинстве случаев не выходящие за пределы отдельных слоев и однородных пачек, представляют собой первичные поверхности раздела, связанные с процессом литификации осадков. Статистическое изучение этих трещин как в пределах исследованного участка, так и во всем осадочном чехле Кавказа (И.Гамкрелидзе,



лидзе, 1976) показывает, что эта трещиноватость не приурочена к локальным тектоническим формам и по характеру ориентации в пространстве, безусловно, должна быть отнесена к разряду планетарной.

Плоскости планетарных трещин на структурной диаграмме образуют пояса вдоль больших кругов плоскостей слоистости и их распознавание не представляет особой трудности. Однако для уверенного отличия этих трещин от тектонических нами, путем приведения плоскостей слоистости к горизонту и соответствующей трансляции максимумов расположения этих трещин на отдельных диаграммах, была определена их первичная ориентация. Эта операция показала, что максимумы этих трещин образуют четыре хорошо известных планетарных направления, создающих ортогональную и диагональную системы.

Нами ранее было показано, что существует закономерная зависимость частоты проявления этой трещиноватости от мощности слоя (И. Гамкредидзе, 1972). В частности, среднее расстояние между трещинами возрастает с ростом мощности слоев (о причинах этой инте-

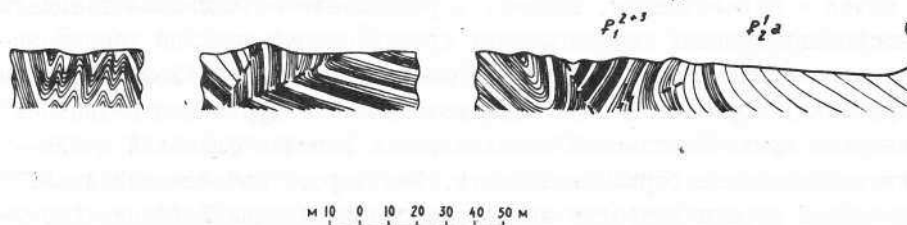


Рис. II. Характер мелкой складчатости во флишевой боржомской свите в пределах срединного блокового поднятия: а - в сводовой части и на крыльях Ломисмтинской антиклинали вдоль левого берега р. Куры, б - в северном крыле Боржомской антиклинали вдоль правого берега р. Куры, в - в южном крыле Боржомской антиклинали вдоль ущелья р. Гуджаретисцкали.

ресной зависимости см. И. Гамкредидзе, 1972, 1976). Характерной особенностью этих трещин является также их развитие главным образом в относительно компетентных слоях и пачках горных пород (в известняках, песчаниках, туфогенных слоях и т.п.), тогда как в более пластичных породах (в глинистых, мергелистых) они не наблюдаются.

Как отмечалось, возникновение этой послойной трещиноватости в осадочных и осадочно-эффузивных толщах связано с внутренними напряжениями, вызванными процессами литогенеза и, в частности, диагенетическими изменениями осадков. Трещины образуются, по-видимому, не в поверхностной части осадков, а на определенной глубине, где и протекают процессы уплотнения и дегитратации, вызывающие сокращение их объема.

Примечательно, что к этим трещинам в обоих крыльях Боржомской антиклинали приурочено большинство среднеэоценовых диабазовых даек, ориентированных, естественно, перпендикулярно к слоистости и падающих в северном пологом крыле круто на юг, а в южном крутом крыле - полого на север.

Как показали полевые исследования, плоскости планетарных трещин представляют собой механически активные плоскости и сме-

щения по ним играют значительную роль в процессе последующей деформации горных пород. При этом наиболее отчетливо выражены движения по сравнительно глубоким трещинам, секущим несколько слоев и пачек и образованным, видимо, в результате объединения в единую плоскость смещения внутрислоевых трещин, совпадающих по расположению в соседних слоях и пачках. Подобные трещины (мелкоамплитудные нарушения) сбросового типа меридионального направления развиты в северном крыле Боржомской антиклинали в типично флишевой дабисхевской подсвите боржомской свиты. Они хорошо наблюдаются вдоль шоссе на дороге напротив железнодорожной станции Боржоми. Амплитуда перемещения вдоль этих сбросов, по которым большей частью опущены западные крылья, колеблется от 0,5 до 3 м.

Таким образом, здесь в процессе деформации используется система планетарных трещин меридионального направления. Такого же происхождения, на наш взгляд, и мелкоамплитудные субвертикальные нарушения в сводовой части Боржомской антиклинали, т.н. Боржомские сбросы. Они образованы в результате объединения в единую плоскость сбрасывания системы планетарных трещин широтного направления, имеющих в сводовой части антиклинали, естественно, субвертикальное падение.

Наряду с описанной выше послойной трещиноватостью, составляющей подавляющее большинство всех трещин, развитых в изученном районе, наблюдается небольшое количество локально-тектонических поверхностей раздела, представленных главным образом единичными складчатными мелкоамплитудными нарушениями, сопровождающими мелкую дополнительную складчатость в флишевой боржомской свите. Большинство из этих нарушений носит взбросовый или надвиговый характер и под разными углами сечет крылья отмеченных мелких складок (см. рис. II).

Переходя к оценке пород Боржомского района в качестве путей циркуляции подземных вод, следует принять во внимание, что, как отмечалось, частота наблюдаемых повсеместно планетарных трещин зависит от мощности слоя, т.е. ограниченные этими трещинами блоки горных пород имеют как бы "кирпичную кладку". Если принять во внимание также отсутствие этих трещин в относительно пластичных прослоях, станет очевидным, что в поперечном к слейности направлении осадочные и осадочно-эффузивные толщи Боржомского месторождения являются наименее водопроницаемыми. Практически водонепроницаемой является дабисхевская флишевая подсвита среднего-верхнего палеоцена, особенно ее нижняя часть, в составе которой имеется множество глинистых нетрещиноватых прослоев и пачек. К тому же, как отмечалось, в ней развита мелкая дополнительная

складчатость, которая также препятствует циркуляции подземных вод. Вместе с тем, в продольном направлении, вдоль относительно хрупких и трещиноватых слоев и пачек могут иметься благоприятные условия для циркуляции подземных вод.

Наряду с этим, следует иметь в виду также, что трещинная водопроницаемость зависит не только от густоты трещин, но и от степени их раскрытия. Проведенные нами наблюдения показали, что наибольшей степенью раскрытия планетарных трещин обладают сводовые части Боржомской и Ломисмтинской антиклиналей. Можно предполагать, что степень раскрытия этих трещин может быть завышена на определенной глубине, в верхнемеловых и нижнепалеоценовых толщах и в наиболее прогнутой части Баратхевской синклинали. Так как раскрытие послойных трещин в сводовых частях указанных складок связано с продольным изгибом слоев, то наиболее раскрытыми являются, естественно, системы планетарных трещин широтного или близширотного направления. Следовательно, циркуляция подземных вод в этих областях должна быть облегчена в основном в двух направлениях — в продольном (широтном) и вертикальном. В поперечном к простиранию складок направлении циркуляция вод затруднительна.

Что касается малочисленных локально-тектонических нарушений, представленных, как отмечалось, единичными мелкоамплитудными взбросами, сопровождающими мелкую дополнительную складчатость боржомского флиша, то вряд ли следует учитывать их существование при оценке пород Боржомского района в качестве циркуляции подземных вод.

### 3. ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

История геологического развития изученного района тесно связана с развитием всей Аджаро-Триалетской зоны и поэтому рассматривается нами на фоне геологической истории этой зоны в целом.

В настоящее время вряд ли можно сомневаться в том, что Аджаро-Триалетский прогиб был заложен с альбского времени в центральной, наиболее приподнятой части Закавказского срединного массива. В большей части этой зоны в настоящее время альбско-верхнемеловые образования непосредственно залегают на породах доюрского кристаллического фундамента (П.Гамкрелидзе, 1949; Папава, 1966; И.Гамкрелидзе, 1976), лишь местами перекрытого маломощными эпиконтинентальными отложениями верхней юры и нижнего мела (Надарейшвили, 1981). В осевой части Триалетского хребта, в области Триалетской кордильеры на породах доюрского кристаллического фундамента залегают верхнемеловые и, воз-

можно, палеогеновые отложения (Папава, 1966; Надарейшвили, 1981). Непосредственное залегание на породах кристаллического основания верхнемеловых и эоценовых образований намечается и в Юго-Восточной Аджарии, где в эоценовой вулканогенной толще в большом количестве присутствуют обломки древнего фундамента: гранитоиды, кварцпорфиры и кварцевые песчаники (Лордкипанидзе, Закариадзе, 1974).

На неглубокое залегание доюрского фундамента в центральной и восточной частях Аджаро-Триалетской зоны, как отмечалось, указывают характер ее современной структуры, а также данные геофизики.

Однако видимый разрез Аджаро-Триалети начинается породами альбского возраста. Поэтому о юрской и неокомской истории этого района можно судить лишь косвенно, на основании сравнения тектонического развития смежных с ним областей Грузинской и Артвино-Болнисской глыб. Закавказский срединный массив, консолидация которого завершилась в основном вследствие герпинского тектогенеза, в визе-намюре и среднем карбоне представлял единую область накопления континентальных и мелководно-морских вулканогенных образований кварцпорфирового состава. В ранней юре здесь отлагались преимущественно маломощные осадки субплатформенных фаций. С центральной частью массива совпадает полоса наиболее сокращенных мощностей нижней юры, представленной в верхах разреза преимущественно известняковыми породами. В байосском веке, вероятно, вся территория Закавказского срединного массива явилась ареной интенсивных вулканических извержений спилит-порфировитового состава (мощность 1,5-2 км), причем наименьшие мощности этих образований отмечаются опять-таки в его центральной части. Если же исходить из факта полного отсутствия в материале размыта и в обломках, включенных в эоценовую толщу Аджаро-Триалети, пород, близких по составу к байосской порфировитовой свите, а также из некоторых геологических данных об уменьшении мощности порфировитовой свиты байоса в ущ.р. Чхеримела в южном направлении, в сторону Аджаро-Триалетской зоны (П.Гамкрелидзе, 1949), можно прийти к выводу, что в области современной Аджаро-Триалетской зоны порфировитовая серия имела незначительную мощность, а в осевой ее части вовсе отсутствовала (во всяком случае, в аналогичной фации). В батском веке центральная часть Закавказского срединного массива вновь является наиболее приподнятой и интенсивно размываемой областью.

В течение поздней юры и неокома, как и в области Артвино-Болнисской глыбы (Папава, 1970), на территории современной Аджаро-Триалети накопились маломощные субплатформенные карбонатные отложения. Об этом могут свидетельствовать данные Г.Ш. Надарейшвили (1981) о наличии в кернах буровых скважин, на разных уровнях верхнемеловых и нижнепалеогеновых отложений восточной части Аджаро-Триалети, обломков верхнеюрских и нижнемеловых органогенно-детритусовых известняков, датированных микрофораминиферовой фауной. Наряду с этим, заслуживает внимания присутствие в тубо-брекчиях альба с. Земо-Хведурети включений фаунистически датированных аптских мергелистых известняков (Папава, 1966).

В альбе и на протяжении сеномана, турона и раннего сенона проявляется деление Закавказского срединного массива на две провинции. Южная провинция, являющаяся до этого времени наиболее приподнятой частью массива, подвергается интенсивному раздроблению и погружению и здесь происходит извержение огромных масс вулканического материала.

Древнейшими образованиями мощной (более 2000 м) меловой вулканогенной формации Аджаро-Триалети, развитой в крайне северной ее части и охватывающей возрастную интервал от альба до раннего турона включительно, являются породы т.н. "спилитовой" толщи, сложенной последовательно дифференцированной серией - базальт-андезит-дацит-риолит, которая подверглась зеленокаменному изменению (Надарейшвили, 1981). С конца позднего альба в северной части Аджаро-Триалети формировалась вулканогенно-осадочная толща слабо дифференцированных базальтоидов, среди которых преобладают двупироксеновые базальты и базальтовые андезиты. В то же время, в крайне северной ее части в это время формировалась базальтовая серия, представленная оливинными двупироксеновыми базальтами, со слабой тенденцией к контрастной дифференциации (Надарейшвили, 1981). По Г.Ш.Надарейшвили (1981), в западной части центрального сегмента Аджаро-Триалети вулканическая деятельность вообще отсутствовала и здесь в это время в глубоководных условиях происходило накопление мощных (до 1400 м) глинисто-мергелистых отложений. Не исключено, однако, что это касается лишь северной периферийной части всего центрального сегмента (Хашурский синклиорий), где, как отмечалось, по северному ее краю в нижнетуронских отложениях также нет признаков проявления вулканизма.

В центральной осевой части Аджаро-Триалети, судя по выходам альбо-верхнемеловой вулканогенной толщи в бассейне р. Тедзами, она в нижней, наиболее мощной своей части сложена вулканическими образованиями базальтового, андезито-базальтового и андезитового



состава, датированными фаунистически альбом. Верхняя, сравнительно маломощная ее часть, представленная в основном породами дацитового и риолитового состава, датирована как сеноман-нижний турон.

В южной части Аджаро-Триалети вулканическая деятельность началась, видимо, в сеномане, подобно Артвино-Болнисской глыбе, и непрерывно продолжалась до раннего маастрихта включительно. Здесь в это время сформировалась толща массивных вулканических брекчий и лавовых покровов почти недифференцированных оливиновых двупроксеновых базальтов (Надарейшвили, 1981).

По данным Г.Ш.Надарейшвили (1981), альб-верхнемеловой вулканизм Аджаро-Триалети контролировался главным образом разломами поперечного направления, которые выделяются на основании характера распределения литофации указанных образований. Вместе с тем, приведенные выше факты, на наш взгляд, с полной очевидностью свидетельствуют об обособлении Аджаро-Триалетской зоны уже с альбского времени.

В большей части Аджаро-Триалетской зоны с позднего турона, вплоть до маастрихта, отлагается известняковая толща мощностью от 300 до 900 м. В нижнем сантоне в области Триалетского хребта наблюдаются признаки поднятия, вызвавшего трансгрессивное налегание кампана и маастрихта на более древние отложения верхнего мела в сводовых частях большинства антиклиналей (Цагарели, 1954). В центральной части Триалетского хребта (в окрестностях сс. Пели и Уриули, а также в ущ.р. Вкра) конгломераты кампана и маастрихта слагаются из галек кристаллических пород (Папава, 1966; И.Гамкредидзе, 1976). Судя по составу этих конгломератов, на большой площади Триалетской кордильеры в это время должны были обнажаться породы доюрского кристаллического фундамента.

Исходя из отмеченных фактов (см. главу III) можно предполагать, что Триалетская кордильера представляла собой наиболее приподнятую в это время часть единого осевого блокового поднятия, с обеих сторон ограниченного разломами глубокого заложения.

Сопоставление мощностей верхнемеловых (турон-маастрихтских) отложений Аджаро-Триалетской зоны (до 900 м и более) и Грузинской глыбы (от 200 до 300 м) свидетельствует об обособленности и в это время Аджаро-Триалетской зоны.

В начале палеогена образуется область интенсивного прогибания в пределах осевой части Аджаро-Триалетской зоны, где начинается накопление мощной толщи преимущественно терригенных флишевых отложений. Однако северный и южный ее края, охватывающие Гурийскую депрессию, северный склон Аджаро-Имеретинского и северные предгорья Триалетского хребта - на севере и южную Аджарию,

Ахалпшхскую депрессию, Тарсонский антиклинорий и южный склон Триалетского хребта — на юге, представляли собой приподнятые кордильеры<sup>х)</sup>, сложенные на поверхности породами верхнего мела и питающие обломочным материалом осевой палеогеновый прогиб Аджаро-Триалети, а также область современного восточного погружения Аджаро-Триалетской зоны, которая испытывала наиболее интенсивное погружение в палеоцене и раннем эоцене (в скважинах окрестностей г.Тбилиси мощность этих отложений достигает 2800 м).

На накопление флишевых образований за счет размыва меловых пород указывает, в частности, присутствие в боржомульской и квибисской подсвитах боржомского флиша отдельных слоев и линз микроконгломератов и брекчий, содержащих окатанные, а иногда слабоокатанные гальки и обломки верхнемеловых известняков и меловых вулканогенов (П.Гамкрелидзе, 1949; Лобжанидзе, 1957). Вместе с тем, образованию флишевых отложений во многом способствовали периодически возникавшие суспензионные потоки, играющие значительную роль в переносе и переотложении осадочного материала со склонов указанных кордильер, а также, судя по присутствию во флишевых отложениях кварц-аркозового материала, и с относительно приподнятой части Триалетской кордильеры.

В области кордильер лишь местами (преимущественно на севере) накопились маломощные мергелисто-глинистые отложения. Вместе с тем, высокоприподнятая размываемая суша существовала и в осевой части Аджаро-Триалети: область Триалетской кордильеры вновь остается здесь наиболее приподнятой и также питает палеогеновый бассейн обломочным материалом, состоящим главным образом из пород доюрского кристаллического фундамента.

Таким образом, вопреки господствующему мнению о расположении кордильер, питающих обломочным материалом палеоцен-нижнеэоценовый бассейн Аджаро-Триалети, внутри этого бассейна, нам представляется, что основная масса этого материала поступала с кордильерных зон, с двух сторон ограничивающих осевой прогиб Аджаро-Триалети. Вместе с тем, подобное расположение зон интенсивных воздыманий и прогибаний с полной очевидностью свидетельствует о четко выраженной продольной зональности Аджаро-Триалети в это время.

х) При включении в область кордильер центральной части Аджаро-Имеретинского хребта учтены данные Гуртинской скважины в ущелье р.Ханиспкали, вскрывшей палеоцен-нижнеэоценовые мергели мощностью не более 30м, а в случае Ахалпшхской депрессии — данные окрестностей Вардзия (Лазарашвили, 1971), где эти отложения под средним эоценом в буровых скважинах вовсе отсутствуют.

Следует обратить внимание на то, что по времени формирования Боржомская свита не отвечает понятию "флишевая формация", т. к. не связана со стадией, предшествующей общей инверсии и началу накопления моласс.

В конце раннего эоцена в Аджаро-Триалетской зоне появляются признаки проявления подводной вулканической деятельности (период накопления цоцианской подсвиты нижнего эоцена) и более значительного прогибания бассейна.

В начале среднего эоцена происходит интенсивное прогибание всей Аджаро-Триалети, море расширяет свои границы, затопляя краевые кордильерные ее участки. Следовательно, нужно говорить о самостоятельной среднеэоценовой трансгрессии, а не о нарастании до среднего эоцена палеоэоценовой трансгрессии. Начало среднего эоцена сопровождается бурной вулканической деятельностью.

В начале среднего эоцена области максимального растяжения и центры вулканических извержений, судя по замещению мелкообломочной пирокластики ликанской свиты центральной части Аджаро-Триалети в сторону периферийных ее частей грубообломочной вулканокластикой и лавовыми потоками, были расположены на ее краях и, видимо, были приурочены к вновь ожившим с этого времени краевым глубинным разломам. Причем, если принять во внимание несколько повышенную щелочность продуктов извержения, следует предполагать, что эти разломы достигали значительных глубин. Согласно исследованиям М.Б.Лордкипанидзе и Г.С.Закариадзе (1974), формирование исходных базальтовых расплавов происходило в глубинных коровых очагах. Однако несколько позже, примерно в середине среднего эоцена, максимальное растяжение было приурочено уже к осевой части Аджаро-Триалети, где в это время также вновь оживают Северный и Южный осевые глубинные разломы. Максимальным это растяжение было в западной Аджаро-Триалети, где в осевой ее части между зонами субщелочных и щелочных базальтов установлена узкая полоса оливиновых толеитов (Адамия и др., 1974). Во второй половине среднего эоцена к осевой части Аджаро-Триалетской зоны были приурочены основные центры вулканических извержений (максимальные мощности грубообломочной пирокластики и лавовых покровов).

Появление среди глубинных щелочных и субщелочных базальтов Аджаро-Триалети серии дифференцированных пород (квабисхевская свита) связано, видимо, с частичным плавлением образованных вдоль зоны субдукции, падающей под Аджаро-Триалетской зоны, кварцевых эколгитов или амфиболитов (И.Гамкрелидзе, 1976).

В самом конце среднего эоцена в Аджаро-Триалетском прогибе имела место частная инверсия и образовалось центральное подня-

тие (триалетская или раннепиринейская фаза). Поэтому, вслед за этим отложения накапливались преимущественно в прогибах, окаймляющих поднятия. С триалетской фазой связано, в частности, первое воздымание в центральной части Аджаро-Триалети осевой блоковой структуры, а также южного края этой зоны (Тарсонский антиклинорий). Между этими поднятиями, как и в остаточных прогибах Гурийской, Сартичальской и Ахалцихской подзон, в продолжение всего позднего эоцена и олигоцена, а в некоторых из них и позднее, осадконакопление продолжалось. С триалетской фазой было связано, видимо, внедрение большинства интрузий и субвулканических и жильных тел Аджаро-Триалети.

В начале позднего эоцена море вновь расширяет свои границы, наступая на различные горизонты среднего эоцена и местами верхнего мела. Однако поднятия были покрыты частично и с них в течение всего позднего эоцена сносился обломочный материал.

В позднем эоцене сильно сократились ареалы вулканических извержений. Однако вулканизм довольно интенсивно был проявлен на западе (в Аджарии и западной части Месхети), где отложения этого яруса представлены адигенской и наадигенской вулканогенно-осадочными свитами.

Трансгрессия, начавшаяся в Аджаро-Триалети, вслед за относительно слабым проявлением позднепиринейской складчатости, в раннем олигоцене, распространилась в сторону соседних глыб в связи с разрастанием центрального поднятия. В олигоцене и нижнем миоцене особенно глубокое прогибание испытывают восточное погружение Аджаро-Триалетской зоны и Ахалцихская и Гурийская депрессии.

Предсреднемиоценовая (штирийская) фаза является одной из значительных, вызывая очень важные изменения в палеогеографической и геотектонической обстановке. В это время Аджаро-Триалетский прогиб уже целиком выходит из стадии погружения и в результате последующих - позднесарматских, преахалцихских и позднеплиоценовых тектонических движений превращается в складчато-глыбовое горное сооружение, продолжавшее воздымание и в четвертичное время (Цагарели, 1964).

В позднем миоцене и раннем плиоцене в южной части Аджаро-Триалетской зоны происходит накопление мощных континентальных вулканогенно-эффузивных образований гюдердзской и кисатибской свит.

С позднеплиоценовыми (пасаденская фаза) движениями связано образование мелкой дополнительной складчатости в флишевой толще в сводовой части уже "разгруженного" от вышележащих отложений осевого блокового поднятия Аджаро-Триалетской зоны.

В четвертичное время сводовое воздымание Аджаро-Триалети сопровождается оживлением продольного Аджарисцкальско-Тедзамского глубинного разлома, к которому были приурочены центры четвертичных извержений андезитов (Мухера, Цихисджвари, Саргвави).

В заключение этой главы следует отметить, что на основании проведения специальных исследований с применением детального структурного анализа выявлены поля тектонических палеонапряжений (И.Гамк्रेлидзе, 1976). Из рассмотрения этих полей следует, что ведущая роль в формировании современной структуры Аджаро-Триалетской складчатой зоны принадлежит горизонтально направленным сжимающим усилиям. Об этом же свидетельствует характер современных полей тектонических напряжений, устанавливаемый в очагах землетрясений. Значительную роль горизонтальных движений подтверждают также общее смещение масс в северном направлении почти по всем крупным разрывам (взбросо-надвигам) Аджаро-Триалети и направленный также к северу дугообразный изгиб складчатых структур, особенно четко проявленный в западной ее части, где поворот складок к юго-западу сопровождается левыми сдвигами. Перечисленные факты указывают также на внешнее происхождение сжимающих усилий в Аджаро-Триалетской зоне, вызванных главным образом продвижением к северу Артвино-Болнисской глыбы (И.Гамк्रेлидзе, 1976).

#### 4. О РАЗМЕЩЕНИИ В ПРОСТРАНСТВЕ И ФОРМИРОВАНИИ БОРЖОМСКОЙ МИНЕРАЛЬНОЙ ВОДЫ

Проблема генезиса боржомской минеральной воды, как и углекислосодобных вод горно-складчатых областей в целом, является сложной и все еще не разрешенной. По этому вопросу существует множество различных взглядов.

Вопросы формирования боржомской минеральной воды по-существу впервые были затронуты А.М.Овчинниковым и А.Н.Огильви (1934). На основании крупномасштабной геологической и гидрогеологической съемки окрестностей Боржоми А.М.Овчинников высказал мнение, что циркуляция минеральной воды происходит во флишевой толще по трещинам главным образом диагонального направления. Боржомские воды он отнес к погребенным водам.

В 1940-1941 гг. вопросами режима и ресурсов боржомской воды занимался С.С.Чихелидзе (1942). На основании имеющихся данных С.С.Чихелидзе также пришел к выводу, что боржомская вода древнего формирования; Однако он допускал, что процесс поступления

с глубины углекислоты, игравший раньше основную роль в формировании воды, продолжается и в настоящее время. Пути подъема газа приурочены к осевой полосе Боржомской антиклинали, где и осуществляется естественная разгрузка воды (Чихелидзе, 1961).

В 1952 г. А.М.Мелива, под консультацией И.М.Буачидзе, была составлена программа разведочно-исследовательских работ Боржомского месторождения, в которой высказывается мнение, что циркуляция минеральной воды в основном связана с трещинами, месторождение артезианского характера и движение воды в коллекторе происходит под гидростатическим давлением. Эффект же спонтанного углекислого газа, как выводящего фактора, усиливает восходящее движение минеральной воды. Формирование минеральной воды происходит в результате просачивания атмосферных осадков и поверхностных вод в гипсометрически высоко расположенных верхнемеловых и флишевых отложениях в области Сабутрао-Сахулари и ее минерализации в этих же отложениях.

И.М.Буачидзе и С.С.Чихелидзе (см. Джигаури и др., 1956), на основании анализа данных бурения, проведенного до 1956 года, и гидрогеологической съемки центральной части Аджаро-Триалети, пришли к выводу, что формирование боржомской воды происходит в меловых или, возможно, в более древних отложениях, на глубине более чем 1200 м. Циркуляция этой воды в меловых отложениях, видимо, имеет пластово-трещинный характер, а во флишевой толще, в зоне естественной разгрузки — преимущественно трещинный. С увеличением глубины циркуляции водообмен затрудняется и в результате изменения соотношения катионов минерализация возрастает. При этом доминирующим становится натрий, очевидно, путем катионного обмена между кальцием инфильтрационной воды и натрием поглощенного комплекса пород. На участках поступления углекислого газа, связанного, по-видимому, с поствулканическими процессами, образуется месторождение углекислых вод. Длительное общение вод, обогащенных гидрокарбонатами щелочных земель с породами благоприятного литологического состава влечет за собой постепенное увеличение соды в солевом составе воды. По существу эти же идеи развиты в работе коллектива авторов, опубликованной несколько позже (см. Буачидзе и др., 1960).

На основании проведенных детальных геолого-гидрогеологических съемочных работ Г.П.Лобжанидзе (1957) высказал мнение, что боржомская вода циркулирует в образованиях карбонатной толщи нижнего палеоцена-верхнего мела?, возможно, и в более древних породах, а не по всей мощности боржомской флишевой свиты. Защитной кровлей боржомской минеральной воды считается боржомская

пластовая жила диабазы, залегающая в низах типично флишевой толщи.

Т.Е.Чичуа (1959) высказал мнение, что боржомский флиш является транзитом для боржомской воды и не влияет на химический состав воды, сформированной в более глубоких горизонтах.

Г.М.Гаглоев (Гаглоев и др., 1962) считал, что боржомские углекислые воды не являются погребенными и их формирование происходит в основном в верхнемеловых породах за счет инфильтрационных вод, которые при достаточно благоприятных условиях питания атмосферными осадками, просачиваются на глубину по пластовым трещинам в зону повышенных давлений и температур. Наличие углекислоты, источником которой являлись осадочные породы, декарбонатизированные при контактовом метаморфизме (связанном с диабазовыми межпластовыми телами) в зоне высоких давлений и температур, обуславливает образование высокоминерализованных вод гидрокарбонатно-кальциевого состава. Переход же этих вод в гидрокарбонатно-натриевые объясняется катионным обменом в присутствии большого количества агрессивной углекислоты.

В 1963 г. А.М. Овчинников, учитывая новые данные, изменил высказанное им ранее мнение и пришел к выводу, что формирование химического состава вод боржомского типа связано с процессами обмена катионов, интенсивно протекающими на поднимающихся участках, куда попадают инфильтрационные воды, обычно кальциевого состава. В погружающихся синклинальных участках сохраняются хлоридно-натриевые воды. Поэтому в пределах флишевой толщи углекислые воды различного химического состава распределяются довольно сложно.

По мнению Т.Е.Чичуа (1967), боржомская минеральная вода связана с третичными отложениями и, по всей вероятности, циркулирует не по пластам горных пород, а по системе тектонических трещин, которые буровыми скважинами пересекаются на разных глубинах в закрытой части месторождения.

И.М.Буачидзе и др. (1968) высказали мнение, что боржомская вода циркулирует в верхнемеловой карбонатной свите, приурочена к ослабленным зонам тектонических нарушений и антиклинальных перегибов. Основным генетическим фактором этой воды является углекислота, которая имеет глубинное происхождение и поступает по разрывным нарушениям из зоны метаморфизма.

Несколько позднее И.М.Буачидзе (Гидрогеология СССР, 1970, стр.211-212) отнес Боржомское месторождение к подземным водам интенсивного глубинного углекислотного выщелачивания пород и разложения силикатов. Эти воды формируются за счет инфильтрационных вод и поствулканической углекислоты. Карбонатная толща вер-

хнего мела является как бы промежуточным хранилищем воды на ее путях от формирования до разгрузки. Формирование катионного состава боржомской воды должно происходить в вулканогенных образованиях аптского и альбского ярусов, богатых натрийсодержащими силикатами, путем разложения последних углекислыми водами.

Аналогичное мнение было высказано в заключении комиссии Министерства геологии СССР (Гурьев и др., 1973), согласно которому по условиям залегания боржомская минеральная вода является преимущественно трещинно-жильной, а по происхождению - водой, поднимающейся по тектоническим трещинам из пород, подстилающих верхнемеловые известняки, с уже сформировавшимся химическим составом.

В работе И.М.Буачидзе и др. (1975) подчеркивается, что подъему сформированных в вулканогенных отложениях верхнего мела сильно метаморфизованных подземных вод в верхний гидрогеологический этаж и формированию здесь, путем смешивания, различных видов минеральных вод способствует наличие глубокоохлаждающих тектонических разрывов.

По мнению Д.В.Качарава (1976), образование содовых вод - это результат катионного обмена в гидродинамической зоне затрудненной циркуляции.

Д.В.Чхаидзе с соавторами (1978), рассмотрев различные взгляды на генезис боржомской воды и проанализировав данные буровых скважин, высказали мнение, что боржомская вода должна поступать из горизонтов, залегающих ниже верхнего мела, и приурочена к определенным структурам (Боржомская антиклиналь и Баратхевская синклиналь).

На основании анализа существующего геолого-тектонического и гидрогеологического материала Л.А.Харатишвили (1980<sub>1</sub>, 1980<sub>2</sub>) формирование боржомской минеральной воды представляет следующим образом: "глубинный углекислый газ, в основном поствулканического происхождения, вместе с небольшим количеством глубинной горячей хлоридно-гидрокарбонатно-натриевой воды по разломам в кристаллическом субстрате поступает в вулканогенный комплекс альб-сеномана, где, благодаря высокому содержанию углекислого газа, из горных пород в раствор переходит значительное количество натрия и формируются соленые, содовые воды, которые, поднимаясь по разломам, внедряются в карбонатную толщу палеоцен-верхнего мела, где разбавляются пресными, также гидрокарбонатно-натриевыми водами и, в конечном итоге, получаем боржомскую воду с общей минерализацией в основном от 5 до 7 г/л." (стр.79-80).

Аналогичное мнение высказывается в работе Т.Х.Лазарашвили



и др. (1980), которые к тому же подчеркивают, что Боржомское месторождение, со своими легко выделяемыми участками, представляет лишь самую верхнюю часть сложной гидрогеологической системы, сформировавшуюся в результате смешивания подземных вод разных генетических типов.

В последнее время А.М.Мелива (1980), вновь возвратившись к проблеме генезиса боржомской минеральной воды, отстаивает высказанное им в 1952 году, совместно с И.М.Буачидзе, а также И.М.Буачидзе и С.С.Чихелидзе (1956) мнение, что эта вода формируется в карбонатных отложениях верхнего мела путем обменной адсорбции ионов кальция-магния воды на ионы натрия поглощенного комплекса пород. Боржомская вода относится к водам современной генерации и в ней магматическим является лишь углекислый газ.

Изложенное выше показывает, что о генезисе боржомской минеральной воды существует множество различных взглядов, которые в общем сводятся к следующему:

1. Боржомская вода является древней (погребенной) водой.
2. Она формируется в результате обменно-адсорбционных процессов между инфильтрационной водой и поглощенным комплексом верхнемеловых карбонатных и (или) палеоценовых флишевых пород.
3. Вода поступает в верхнемеловые-нижнепалеогеновые отложения из вулканогенного мела и, возможно, из более древних пород в уже сформированном виде.
4. Боржомская вода образуется в результате смешивания высокоминерализованных содовых вод, поступающих из вулканогенного мела, с пресными инфильтрационными водами.

Углекислый газ, по мнению почти всех исследователей, имеет глубинное происхождение и связан либо с поствулканическими процессами либо с зонами метаморфизма.

Нам представляется, что полученные новые данные о стратиграфии, литологии, поверхностной и глубинной структуре Боржомского района, а также проведенный с учетом этих данных тщательный геолого-гидрогеологический анализ первичного материала по многочисленным буровым скважинам, позволяют по-новому рассмотреть вопросы размещения в пространстве и генезиса боржомской минеральной воды.

Для решения вопроса закономерностей размещения в пространстве боржомской минеральной воды наиболее важным представляется анализ материала по буровым скважинам с учетом новых данных о литологических особенностях и мощностях выделенных стратиграфических единиц и о характере развитых здесь тектонических струк-

тур.

Ниже приводятся данные по основным скважинам Боржомского месторождения, представляющим в этом отношении определенный интерес.

Уже при первых буровых работах, проведенных до 50-х годов на Центральном ( № 13,21,40,41), Ликанском (№1,5) и Ардаганском (№ 37,38) участках в сводовой части Боржомской антиклинали, боржомская вода всюду получалась из слоев, залегающих ниже Боржомпарковской пластовой интрузии диабаз, расположенной, согласно новым данным, в самой нижней части дабисхевской (типично флишевой) подсвitys.

Начиная с середины 50-х годов, с целью выявления новых ресурсов боржомской воды, буровые скважины проводились в основном на крыльях Боржомской антиклинали и севернее, в мульде Баратхевской синклинали. Анализ данных по всем этим скважинам показывает, что, за редкими исключениями (о которых специально будет сказано ниже), боржомская вода и здесь всюду была получена ниже дабисхевской подсвitys среднего-верхнего палеоцена.

В частности, скважина № 2, заложенная в сводовой части Боржомской антиклинали на ликанском эксплуатационном участке, вскрыла Боржомпарковскую диабазовую жилу в интервале 690-741,5 м в присводовой же части, но уже в южном крутом крыле этой складки. Вслед за этим, скважина в крутопадающем крыле антиклинали прошла самые нижние части дабисхевской подсвitys с нормальной мощностью около 40м и, войдя в мергелисто-известковые породы боржомульской подсвitys нижнего палеоцена, на глубине 1158м выявила боржомскую минеральную воду. Этой скважиной, как и некоторыми другими скважинами, диабазовые породы вскрыты и на других уровнях, что часто вводило в заблуждение некоторых исследователей при анализе данных этих скважин. Как отмечалось, в Боржомском районе, наряду с довольно выдержанной по простиранию Боржомпарковской пластовой жилой диабаз, встречается множество секущих даек диабазовых порфиритов, которые, естественно, в буровых скважинах пересекаются на совершенно разных глубинах и, несмотря на довольно значительные петрографические отличия этих пород от Боржомпарковской пластовой жилы, они нередко ошибочно принимаются за последнюю. В частности, отмечаемая в рассматриваемой скважине диабазовая порода в интервале 1129-1161м не может представлять собой Боржомпарковскую жилу, т.к. расположена в известняках боржомульской подсвitys нижнего палеоцена. Она также, как и диабазовая порода, встреченная в этой же скважине в интервале от 367 до 370 м, относится скорее всего к маломощным крутопадающим секущим жилам. Об этом

свидетельствует и скважина № 54, пробуренная рядом со скважиной № 2, в 40 м южнее от нее, которая вскрыла лишь Боржомпарковскую жилу диабаз, как и следовало ожидать, на глубине около 970 м. Боржомская вода была получена в этой скважине на глубине 1020 м.

Как видно из приводимой таблицы и составленной нами структурной карты Боржомского месторождения (рис. 12), по подошве Боржомпарковской интрузии, почти во всех скважинах Боржомского месторождения углекислая минеральная вода была получена ниже дабисхевской подсветы среднего-верхнего палеоцена.

Таким образом, устанавливается, что появление боржомской воды всюду приурочено к верхней части боржомульской подсветы нижнего палеоцена. Исключения составляют данные по скважинам № 5I и 9. В первом случае можно предполагать, что боржомская вода просачивалась по трещинам из соседней, пробуренной раньше скважины № 30, которая не обсажена до подошвы дабисхевской подсветы боржомского флиша. Что касается данных скважины № 9, то они несколько противоречивы. В частности, Г.М. Гаглоев (1962) отмечал, что первый самоизлив боржомской воды был получен из известняков верхнего мела при глубине скважины 364 м, в то время как по геологическим данным кровля известняковой толщи (в нашем случае боржомульской подсветы) должна располагаться на глубине не менее 630 м. Т.Е. Чичуа (1967) отмечает, что буровой скважиной № 9 боржомская вода, правда почти без углекислого газа, встречена при глубине скважины 5II м.

Вызывает сомнение и литологическое описание разреза скважины, в котором до глубины 1400 м не упоминаются характерные для боржомульской подсветы органогенно-обломочные брекчиевидные известняки.

Итак, указанные исключения не могут внести сомнений в то, что боржомская вода всюду циркулирует ниже типично флишевой дабисхевской подсветы среднего-верхнего палеоцена. Как отмечалось, при рассмотрении характера трещинной проницаемости пород Боржомского района, указанная подсвета в поперечном к слоистости направлении является практически водонепроницаемой, т.к. в ее составе, и особенно в ее нижней части, имеется множество глинистых нетрещиноватых прослоев и пачек. Что касается наблюдаемых в этой подсвете горизонтов слабоминерализованных гидрокарбонатных и гидрокарбонатно-хлоридных натриево-кальциевых вод, питающихся за счет просачивания атмосферных осадков и поверхностных вод в обоих крыльях Баратхевской синклинали, то они, видимо, циркулируют лишь в более благоприятных трещинно-пластовых горизонтах и отделены от развитых ниже вод боржомского типа водоупорной толщей самой

№ скважины	Интервал пересечения Боржомпарковской пластовой интрузии, м	Глубина получения боржомской воды, м
2	690 -741,5	1158
54	970 -1000	1020
26	700-779,5 (?)	930
6	217 -272	422
59	265 -285	310
419	60-100	150
30	414 -437	439
51	1000-1100 (?)	500 (?)
4а	243- 270	510
5	536- 597	934
103	640- 680	749
104	935 -970	1110
105	430 -460	1000
9	550 -590	364 (?)
70	700-730	800
25	710 -743	943
37	470 -488	677
38	502 -517	725
47	460 -482	600
41	500 -530	680
67	790 -820	955

нижней части дабисхевской подсвиты.

Не менее важен вопрос о распространении боржомской воды на глубину. Для его решения следует обратиться к первичным данным тех скважин, вскрывших самоизливающуюся боржомскую воду, которые достигают наиболее нижних горизонтов развитых в Боржомском районе отложений. В частности, на Вашловани-Квибисском участке скважина № 37 вскрыла самоизливающуюся боржомскую воду на глубине 677 м. В дальнейшем дебит и температура увеличивались и достигли максимума (7,7 л/сек и 34,8°C) при глубине 1009 м. Ниже до забоя (1342 м) дебит и температура не изменялись.

В скважине № 38 признаки боржомской воды были замечены на глубине 725 м. На глубине 800 м был получен первый самоизлив. Затем, с углублением скважины, дебит и температура возрастали скачкооб-

разно и при глубине 966 м достигли, соответственно, 30,5 л/сек, и 38°C. Ниже до глубины 1100 м они оставались без изменения. Вслед за этим до забоя (1342 м) наблюдалось значительное уменьшение минерализации от 7 до 2,3 г/л, но увеличение дебита до 32 л/сек, т.е. был вскрыт горизонт слабоминерализованных вод с дебитом до 1-1,5 л/сек.

Такая же картина наблюдалась в скважине № 38э, в которой боржомская вода была вскрыта на глубине 750 м. На глубине около 1300 м был вскрыт горизонт слабоминерализованных вод. Во избежание смешивания этих вод с вышележащей боржомской водой, скважина в интервале 1300-1500 м была зацементирована.

В скважине № 47 признаки боржомской воды были замечены на глубине 600 м. Самоизлив получен на глубине 675 м (дебит=0,142 л/сек, T=16°C). С углублением дебит и температура боржомской воды с минерализацией 7,3 г/л увеличивались и максимума (дебит 34,25 л/сек, T=38,5°C) достигли на глубине 894,3 м. Затем эти показатели до глубины примерно 950-1000 м были неизменными. Еще глубже был зафиксирован горизонт слабоминерализованных вод, который путем цементации скважины с глубины 950 м до забоя (1350 м) был изолирован.

Данные, аналогичные вышеприведенным, могли быть получены по скважинам № 37э, 4а и 4э, которые также вскрыли сенонские известняки. Однако, к сожалению, в материалах первичной документации этих скважин подобные данные не приводятся и за горизонт с боржомской водой огульно принимается интервал от вскрытия этой воды до забоя.

Особо следует рассмотреть данные ликанской параметрической скважины № I, заданной в крутопадающем южном крыле Боржомской антиклинали. Здесь, в результате опробования в интервалах 2649-2891 м, 3065-3221 м и 3310-3461 м были установлены безуглекислые содовые воды типа "Боржоми-Уцера" с общей минерализацией 1,2 - 16,0 г/л. Вода наибольшей минерализации (10-26 г/л) была получена в интервале 2620-2700 м (Лазарашвили и др., 1980). Если даже принять за установленный факт существование здесь столь высокоминерализованной безуглекислой (!) воды, то следует подчеркнуть, что она приурочена опять-таки к карбонатной толще нижнего палеоцена (датский и монский ярусы) (см. разрез I-I на рис. 10 в приложении) и не может служить доказательством увеличения минерализации содовых вод боржомского типа в глубоких горизонтах верхнего мела, как это принимается большинством исследователей. Следует отметить также, что, как явствует из данных Т.Х. Лазарашвили и др. (1980), и в этой скважине на глубине ниже 3000 м (ниже высо-

коминерализованной воды), в интервалах 3065–3221 м и 3310–3461 м, вновь зафиксировано присутствие слабоминерализованных (1–3 г/л) вод.

Таким образом, на основании имеющегося материала, нам представляется, что нижняя граница горизонта с боржомской минеральной водой также занимает в общем один и тот же стратиграфический уровень, соответствующий, примерно, нижней границе боржомульской карбонатной подсветы нижнего палеоцена.

Итак, можно заключить, что боржомская вода приурочена к карбонатным породам боржомульской подсветы нижнего палеоцена и это положение необходимо учитывать при рассмотрении ее генезиса. Вместе с тем, в настоящее время, видимо, ни у кого не вызывает сомнения, что основная масса этой воды является инфильтрационной. А.М. Мелива (1980) областью питания этих вод считает район г. Ломисмта, где в наиболее приподнятой части одноименной антиклинали обнажаются карбонатные породы верхнего мела и откуда сток подземных вод, направленный к востоку и юго-востоку, в сторону Боржоми, в наиболее глубокопрорезанной и сильно раздробленной сводовой части Боржомской антиклинали разгружается в виде уже сформировавшейся на пути боржомской воды.

Исходя из геолого-структурных особенностей Боржомского района, характера трещиноватости пород и приуроченности боржомской воды к определенному стратиграфическому комплексу, представляется, что главными источниками питания подземных вод, циркулирующих в боржомульской подсвете, являются воды рр. Мегрук, Чинчараулисцкали, и, возможно, Сатибе,<sup>х)</sup> прорезающие сводовую часть Ломисмтинской антиклинали в наиболее глубокоэродированных ее частях. Учитывая наибольшую степень раскрытия трещин в области антиклинального перегиба (см. выше) и объем постоянно текущей на этих участках речной воды, можно полагать, что здесь имеются все условия для обильного просачивания поверхностных вод на всю мощность боржомульской подсветы, являющейся вместителем боржомской воды. В первом случае – в ущ. р. Мегрук, на участке с абсолютными отметками от 1400 до 1450 м вода, просачиваясь, ввиду погружения всех складок к востоку, движется гравитационно на юго-восток через осевую часть Баратхевской синклинали к Ликанскому участку Боржомского месторождения, а отсюда, в весьма затрудненных условиях (из-за

х)

Предположение о возможности расположения области питания подземных вод к западу от г. Шуанос-Мта (бассейн р. Сатибе) в устном виде было высказано А. Надарейшвили и М. Лапиашвили.

существования Ликанского взброса)<sup>х)</sup>, достигает, видимо, области разгрузки, расположенной в пределах Боржомпарка на относительно низком гипсометрическом уровне (790–810 м). Что касается Центрального и Вашловани–Квибисского участков Боржомского месторождения, то они, видимо, питаются главным образом водой р. Чинчараулисцкали. Здесь, в ущелье этой реки, в сводовой части Ломисмтинской антиклинали на высоте 915–950 м имеется сплошное обнажение известняковых пород боржомульской подсвиты с глубоко проникающей раскрытой трещиноватостью. Отсюда инфильтрационная вода движется гравитационно по направлению падения южного крыла Ломисмтинской антиклинали и, несколько расширяясь вдоль простирания слоев в мульде Баратхевской синклинали, достигает сводовой части Боржомской антиклинали, а здесь опять–таки в эрозионном окне верхов боржомульской подсвиты, в пределах Боржомпарка, она естественным образом разгружается. Условия для просачивания воды в породы боржомульской подсвиты имеются и в ущ. р. Сатибе, к западу от г. Шуанос–Мта, где в ядре антиклинали эта подсвита также обнажена в пределах абсолютных отметок 1450–1500 м. Здесь вода, просачиваясь, может двигаться по наклонному южному крылу антиклинали, заполнять водоносный горизонт в мульде Баратхевской синклинали, а отсюда, распространяясь к западу вдоль ее осевой части, достигать Вашловани–Квибисского участка Боржомского месторождения.

Таким образом, данные о приуроченности боржомской воды к определенному стратиграфическому комплексу, о высотном положении областей питания и разгрузки по сравнению с промежуточной, структурно–пониженной областью (область напора) позволяет заключить, что в Боржомском районе мы имеем дело с бассейном артезианского типа.

Нам представляется, что наблюдаемая картина распределения уровней получения постоянно самоизливающейся боржомской воды в областях напора на Ликанском, а также Центральном и Вашловани–Квибисском участках подтверждают высказанные выше предположения о расположении областей питания и разгрузки боржомской минеральной воды.

Вопрос формирования химического состава боржомской минераль-

---

х) Можно предполагать, что вышеотмеченная водоупорная тектоническая глина в зоне Ликанского взброса развита лишь в приповерхностной части – на отрезке соприкосновения глинисто–мергелистых флишевых толщ боржомской свиты, тогда как глубже, на участке примыкания друг к другу карбонатных пород верхнего мела и нижнего палеоцена, видимо, имеются условия для подъема боржомской воды вдоль зоны разрыва до боржомульской подсвиты приподнятого крыла этого разрыва. Отсюда же вода, из–за погружения к востоку Боржомской антиклинали, движется к области естественной разгрузки – к ущ. р. Боржомула.

ной воды чрезвычайно сложен. Часть исследователей (Буачидзе и др., 1960; Таглов и др., 1962; Овчинников, 1963; Качарава, 1976; Мелива, 1980) считает, что боржомская вода формируется в результате катионного обмена между инфильтрационной водой и вмещающими ее породами в присутствии большого количества агрессивной углекислоты. Однако после изучения водных вытяжек из кернов буровых скважин Боржомского района, показавшем отсутствие или весьма малое содержание натрия в поглощенном комплексе верхнемеловых и палеоцено-среднеэоценовых отложений (Церцвадзе, 1959), была отмечена другая возможность образования содовых вод, в частности - путем разложения натрийсодержащих силикатов и возникновения в результате этого углекислого натрия (Церцвадзе, 1962; Буачидзе и др., 1970). В последнее время этот механизм образования содовых вод детально рассмотрен С.А.Шварцевым (1978). Исходя из того, что наиболее богатыми натрийсодержащими силикатами являются альб-нижнетуронские вулканогенные породы, предполагаемые на глубине, было высказано мнение (Церцвадзе, 1962; Буачидзе и др., 1970), что формирование катионного состава боржомской воды происходит именно в этих породах. Однако, если принять во внимание приведенные выше факты о присутствии в боржомульской подсвите нижнего палеоцена большого количества перемытого материала меловых вулканогенов, а также текстурные особенности пород этой подсвиты (обломочно-пудинговый их характер), и существование в них условий замедленной, но постоянной и направленной в одну сторону циркуляции инфильтрационных вод, можно, видимо, допустить возможность формирования боржомской воды в самой боржомульской подсвите. Вместе с тем, учитывая палеогеографические условия накопления осадков боржомульской подсвиты, в частности существование в палеоцене в осевой зоне Аджаро-Триалетии относительно узкого морского бассейна, с обеих сторон ограниченного кордильерами, можно предположить, что в образовании этой воды определенную роль играют и ископаемые (реликтовые) воды. Особенно благоприятные условия для формирования боржомской воды существуют на участке пересечения осевых разломов Аджаро-Триалети с диагональным - Казбекско-Цхинвальским глубинным разломом. В этих узлах глубинных структур создаются все условия для поступления с глубины концентрированных струй углекислого газа и, возможно, некоторых других компонентов ( $Cl, Na?$ ). Судя по характеру распределения в пространстве углекислоты в районе Боржомского месторождения, наиболее благоприятным в этом отношении является южный тектонический узел, образованный под сводовой частью Боржомской антиклинали.

Осевая часть Аджаро-Триалетской зоны характеризуется и мак-



симальными значениями теплового потока (Буачидзе и др., 1980), что и обеспечивает нагревание боржомской воды в наиболее погруженной части водоносного комплекса до температуры 40°C и более.

Однако независимо от того каким является механизм формирования химического состава боржомской воды, очевидно, что она приурочена к определенному водонапорному горизонту и имеет, видимо, ограниченное площадное распространение. Это обстоятельство имеет важное значение для определения ресурсов и более целенаправленного поиска и эксплуатации боржомской минеральной воды. В частности, при выборе места и определения глубины буровых скважин следует учитывать, что верхняя и нижняя границы водоносного комплекса в общем совпадают с кровлей и подошвой боржомульской подсвиты нижнего палеоцена, имеющей в пределах Боржомского района мощность до 350–450 м. Что касается площадного распространения боржомской минеральной воды, то этот вопрос является более сложным. Можно высказать предположение, что северная граница распространения боржомской воды совпадает с южным краем пологого северного крыла Баратхевской синклинали, где к северу от указанной линии в буровых скважинах получена лишь относительно слабоминерализованная безуглекислая содовая вода. Видимо, здесь, вблизи от области питания (р. Чинчараулисцкали) боржомская вода полностью еще не сформирована. Восточным ограничением Боржомского месторождения следует предположительно считать линию, проходящую примерно по меридиану с. Цагвери. Однако, при допущении расположения области питания и в ущелье р. Сатибе, можно принять, что восточная граница месторождения проходит по меридиану с. Цинубани.

Вдоль сводовой части Боржомской антиклинали в западном направлении водовмещающий комплекс по плоскости Ликанского взброса приходит впритык с водоупорной типично флишевой дабисхевской подсвитой. Таким образом, ликанский эксплуатационный участок Боржомского месторождения явно изолирован и здесь разгрузка боржомской воды происходит, видимо, как естественным образом (путем ее затрудненного просачивания к области естественной разгрузки), так и, частично, искусственным (посредством буровых скважин), к тому же на более высокой отметке (912–914 м), чем на других эксплуатационных участках месторождения. Ввиду воздымания к западу Боржомской антиклинали и Баратхевской синклинали, западным ограничением ликанского участка следует считать линию, проходящую примерно по меридиану с. Двири.

Более неясен вопрос о южном ограничении Боржомского месторождения, т.к. не исключена возможность наличия в южном крыле Боржомской антиклинали и в осевой части Двири-Цемской синклинали уже сформированной, но практически неподвижной (из-за существова-

ния здесь закрытых (структур) боржомской воды.

Небезынтересен вопрос взаимоотношения Центрального и Вашловани-Квибисского участков Боржомского месторождения. Как было сказано, они связываются между собой общим для Боржомской антиклинали и Баратхевской синклинали пологим крылом, не нарушенным значительными разрывами. Что касается мнения некоторых исследователей об отсутствии гидродинамической связи между этими участками, то это должно быть вызвано не структурным их разобщением, а замедленной циркуляцией боржомской воды в поперечном к простиранию складок направлении (стр. 78-79). Следовательно, для выяснения истинного гидродинамического взаимоотношения указанных участков требуется весьма длительное время.

Все вышеизложенное позволяет высказать некоторые рекомендации по проведению дальнейших буровых работ в районе Боржомского месторождения.

1. Для установления северо-западной границы Ликанского участка, а также для детального геохимического исследования пород боржомульской подсветы целесообразно заложение разведочной скважины глубиной до 1500 м в цопианской подсвете нижнего эоцена в ущелье р. Банисхеви.

2. С целью выяснения характера фации и водоносности альб-сеноманских образований рекомендуется проведение бурения в сводовой части Ломисмтинской антиклинали в ущ. р. Чинчараулисцкали до глубины 1800-2000 м.

3. В пределах самого Боржомского месторождения, в случае необходимости, буровые работы следует проводить с учетом глубины залегания водоносной боржомульской подсветы нижнего палеоцена, помещенной между водоносными комплексами вод других типов. С этой точки зрения бурение эксплуатационных скважин № 37а, 38а, а также 4а до глубины, превышающей 1150 м было, конечно, неоправданным, т.к. вызывало смешивание вод боржомского типа со слабоминерализованными водами более глубоких горизонтов.

4. Для уточнения южной границы распространения вод боржомского типа наиболее оптимальным представляется бурение в осевой части Двири-Цемской синклинали, в частности в ущелье р. Боржомула, у с. Тба, до глубины 3000-3200 м.

Следует также отметить, что, как показало гранулометрическое изучение аллювиальных отложений на участках естественной разгрузки боржомской минеральной воды, их коэффициент фильтрации, очевидно, довольно высок, поскольку гальки и валуны размером 0,5-15 см, иногда до 30-35 см "сцементированы" песком и гравием. Следовательно, при поднятии уровня минеральной воды (в скважинах)

выше подошвы аллювия будет иметь место ее смешивание с речными водами. Однако для уточнения характера аллювиальных образований пойменной террасы р. Куры следует провести дополнительные исследования с применением специальных горных работ.

## 5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Центральная часть Аджаро-Триалетской зоны сложена верхнемеловыми и, в основном, палеогеновыми отложениями.

Наиболее древние, обнаженные на поверхности осадки представлены нижнетуронской известняково-мергелистой толщей, в которой, в отличие от восточной части Аджаро-Триалети, продукты вулканизма отсутствуют. Верхнетуронско-маастрихтские образования представлены однообразной карбонатной серией.

Палеоцен-нижний эоцен представлен в двух фациях - в терригенно-флишевой (боржомская свита), в осевой зоне, и мелководно глинисто-мергелистой (пестроцветная свита) - на краях. Боржомская свита, несущая все признаки турбидитных осадков, расчленяется на пять под-свит: боржомскую (карбонатную) нижнего палеоцена (датский и монский ярусы), дабисхевскую (типично флишевую) среднего-верхнего палеоцена, а также рвельскую (песчанистую), квибисскую (мергелистую), цопианскую (переходную) нижнего эоцена.

Среднеэоценовая вулканогенная формация, залегающая согласно на нижнеэоценовых отложениях в осевой зоне Аджаро-Триалети и несогласно (вплоть до верхнемеловых пород) на ее перифериях, подразделяется на три свиты: ликанскую (преимущественно слоистые мелко-обломочные вулканокластоиды субщелочных базальтов), квабисхевскую (преимущественно лавовые покровы дифференцированной серии пород) и двирскую (грубообломочные толстослоистые и массивные лавовые и туфовые брекчи и лавовые покровы низкотитанистых базальтоидов).

Верхнеэоценовые отложения, пользующиеся небольшим распространением, залегают всюду трансгрессивно и представлены в терригенной фации.

Отложения олигоцена являются главным образом частью майкопской серии, охватывающей и нижний миоцен.

Орогенные образования имеют ограниченное развитие и представлены главным образом в виде лав и вулканокластоидов, накопившихся в континентальных условиях.

Исследованный участок Аджаро-Триалетской зоны охватывает западную часть ее центрального сегмента, характеризующегося сущест-

вованием срединного блокового поднятия, представляющегося собой унаследованную отраженную в осадочном чехле структуру фундамента. По обе стороны от него развиты довольно протяженные складки, кулисообразно замещающие друг друга по простиранию и осложненные нарушениями взбросового и взбросово-надвигового типа, большей частью с приподнятыми южными крыльями. К северу и к югу от срединного блокового поднятия выделяется несколько тектонических единиц, отличающихся как по структурному плану расположения в них основных структурных элементов и внутреннему строению, так и по истории развития и характеру развитых в них осадочных и вулканогенных формаций. На севере — это Хашурский синклиниорий, а на юге — Ахалцихско-Дзирский синклиниорий и Тарсонский антиклиниорий. Эти единицы разграничены долгоживущими разломами глубокого заложения, обуславливающими в общем складчато-глыбовое строение Аджаро-Триалетской зоны. С севера на юг выделяются: Сурамско-Гокишурский, Северный и Южный осевые и Аджарисцкальско-Тедзамский глубинные разломы субширотного направления и диагональный Казбекско-Цхинвальский разлом.

Боржомское месторождение минеральной воды приурочено к срединному блоковому поднятию Аджаро-Триалетской зоны, представленному крупными надразломными Боржомской и Ломисмтинской антиклиналями и разделяющей их Баратхевской синклиналию.

Сводовая часть Боржомской антиклинали осложнена субширотными сбросовыми нарушениями небольшой амплитуды и диагональными разрывами, среди которых наиболее крупным является Ликанский взброс с приподнятым северо-восточным крылом.

На исследованном участке выделяются две резко различные группы трещин в горных породах. Развитые повсеместно перпендикулярные к слоистости трещины, в большинстве случаев не выходящие за пределы отдельных слоев и однородных пачек, представляют собой первичные поверхности раздела и относятся к разряду планетарных. Другая, очень малочисленная группа локально тектонических трещин представлена главным образом единичными соскладчатыми нарушениями.

Изучение характера трещинной тектоники Боржомского месторождения позволяет наметить пути и характер циркуляции подземных вод этого района.

Аджаро-Триалетская зона, заложенная с альбского времени в центральной, наиболее приподнятой части Закавказского срединного массива, в течение палеоцена-среднего эоцена испытывала неравномерное прогибание. В частности, в палеоцене и нижнем эоцене наибольшее прогибание испытывали осевая и восточная части этой зоны,

а северный и южный ее края представляли собой области кордильер. В начале среднего эоцена максимальные растяжения и центры вулканических извержений в центральной части Аджаро-Триалети были приурочены к ее краям. Однако примерно с середины среднего эоцена максимальное растяжение вновь испытывала осевая часть этой зоны. Перед поздним эоценом (триалетская фаза) имеет место частная инверсия и вслед за этим отложения накапливались преимущественно в прогибах, окаймляющих поднятия. В результате последующих предолигоценных, предсреднемиоценовых, позднесарматских, преадагачьских и позднеплиоценовых тектонических движений Аджаро-Триалетская зона превращается в складчато-глыбовое горное сооружение, продолжавшее сводовое воздымание и в четвертичное время.

Полученные новые данные о стратиграфии, литологии, поверхностной и глубинной структуре Боржомского района, а также тщательный геолого-гидрогеологический анализ первичного материала по буровым скважинам, позволяют заключить, что Боржомское месторождение минеральной воды стратифицированного (пластово-трещинного) типа и приурочено к боржомульской (карбонатной) подсвите нижнего палеоцена.

Вместе с тем, боржомская вода имеет и ограниченное площадное распространение, обусловленное морфоструктурными особенностями вмещающих ее отложений и местоположением областей питания и разгрузки водоносного горизонта.

Формирование химического состава боржомской воды, видимо, происходит в результате взаимодействия инфильтрационной воды и пород боржомульской подсвиты нижнего палеоцена, имеющих благоприятные текстурные особенности и минеральный состав. Не исключена возможность, что в образовании этой воды определенную роль играют ископаемые (реликтовые) воды (Чихелидзе, 1961). Особенно благоприятные условия для формирования боржомской воды существуют в области пересечения разнонаправленных глубинных разломов под сводовой частью Боржомской антиклинали, где происходит поступление с глубины углекислого газа и, возможно, некоторых других компонентов.

Ликанский эксплуатационный участок Боржомского месторождения, находящийся в опущенном юго-западном крыле крупного Ликанского взброса, является изолированным, что обусловлено полным разобщением в центральной части этого нарушения водовмещающего комплекса и наличием в зоне разрыва мощной водоупорной тектонической глинки.

Центральный и Вашловани-Квибисский участки структурно не разобщены и для выяснения их истинного гидродинамического взаимоотношения требуется весьма длительное время.

Полученные результаты следует учитывать при определении ресурсов, поиске и эксплуатации боржомской минеральной воды.

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

- А г е е в В.П., Д е в д а р и а н и Е.И., П а п а в а Д.Ю. Новые данные о геологическом строении бассейна среднего течения р. Куры (в полосе Хашури-Бакуриани). - В сб.: Материалы по геологии и нефтегазонасности Грузии. - Тбилиси, Мешниереба, 1975, с. 278-299.
- Б а л а в а д з е Б.К., Т в а л т в а д з е Г.К., Ш е н г е л а я Г.Ш., С и х а р у л и д з е Д.Н., К а р т в е л и ш в и л и К.М. Геофизическое исследование земной коры и верхней мантии в области Кавказа. - Геотектоника, № 3, 1966, с. 30-41.
- Б а ш е л е и ш в и л и Л.Б., Б у р т м а н В.С., Г а м к р е л и д з е И.П. О характере сочленения Аджаро-Триалетской складчатой зоны и Дзирульского массива. - ДАН СССР, т. 266, № 1, с. 196-198.
- Б у а ч и д з е И.М., Д ж а л и а ш в и л и В.Г., Г а г л о е в Г.М., М е д и в а А.М., Э р и с т а в и Д.И. К вопросу о генезисе и ресурсах Боржомского месторождения минеральных вод. - В кн.: Вопросы формирования и распространения минеральных вод в СССР. - М., 1960, с. 41-53.
- Б у а ч и д з е И.М. и др. Гидрогеология СССР, т. X, Грузинская ССР. - М., "Недра", 1970, 404 с.
- В а р е н ц о в М.И. Геологическое строение западной части Куринской депрессии. - М., Изд-во АН СССР, 1950, 258 с.
- В а р д а п е т я н А.Н. Позднекайнозойская тектоника плит Черноморско-Каспийского региона. - Океанология, т. XIX, вып. 6, 1979, с. 1066-1074.
- Г а м б а ш и д з е Р.А. Стратиграфия верхнемеловых отложений Грузии и смежных с ней областей Азербайджана и Армении. - Тбилиси, Мешниереба, 1979, 226 с.
- Г а м к р е л и д з е И.П. К механизму складчатости Триалетского хребта. - Сообщ. АН СССР, 60, № 1, 1970, с. 129-132.
- Г а м к р е л и д з е И.П. Планетарная трещиноватость дислоцированных толщ и связанные с нею явления. - Геотектоника, 1972, № 6, с. 45-54.
- Г а м к р е л и д з е И.П. Формирование тектонической структуры Аджаро-Триалетии. - В кн.: Проблемы геологии Аджаро-Триалетии. Тр. ГИН АН СССР, нов. серия, вып. 44, 1974, с. 144-154.
- Г а м к р е л и д з е И.П. Механизм формирования тектонических структур (на примере Аджаро-Триалетской зоны) и некоторые общие проблемы тектогенеза. - Тбилиси, Мешниереба, 1976, 226 с.

- Г а м к р е л и д з е И.П., Д о б ж а н и д з е Г.П., Л о р д -  
к и п а н и д з е М.Б., С х и р т л а д з е Н.И. Экскурсия-6,  
Путеводитель геологической экскурсии у Всесоюзн.вулканоло-  
гического совещания.-Тбилиси, 1980, с.45-50.
- Г а м к р е л и д з е П.Д. Геологическое строение Аджаро-Триа-  
летской складчатой системы.-Монографии, № 2, 1949, 507с.
- Г а м к р е л и д з е П.Д., Г а м к р е л и д з е И.П. Тектони-  
ческие покровы Южного склона Большого Кавказа. -Тр.ГИН  
АН СССР, нов.серия, вып.57, 1977, 81с.
- Д ж а н е л и д з е А.И. К вопросу о тектоническом расчленении  
территории Грузии.-Вопросы петрографии и минералогии,  
т.1, М., Изд-во АН СССР, 1953, с.269-279.
- Д з о ц е н и д з е Г.С. Домоценовый эффузивный вулканизм Гру-  
зии.-Ин-т геолог. и минер. АН СССР. Монографии, № 1,  
1948, 407 с.
- И о с е л и а н и М.С. Глубинные разломы территории Грузии по гео-  
физическим данным.-Сейсмологический бюллетень Кавказа.  
Январь-декабрь 1976.-Тбилиси, Мепниереба, 1979, с.113-  
124.
- К а ч а р а в а Д.В. Геология и геохимия минеральных вод Грузии.-  
Тбилиси, Мепниереба, 1976, 329 с.
- К а ч а р а в а И.В. Палеоцен и эоцен. - В кн.: Геология СССР,  
т.Х, Грузинская ССР, ч.1, Недра, М., 1964, с.182-209.
- К а ч а р а в а М.В. Стратиграфия палеогеновых отложений Аджаро-Триалетской складчатой системы.-Тбилиси, Мепниереба, 1977, 357 с.
- К у з н е ц о в С.С. Аджаро-Триалетская складчатая система.-Тр.  
СОПС АН СССР, Закавказье, вып.22, 1937, 184 с.
- Л а л и е в А.Г. Майкопская серия Грузии.-М., Недра, 1964, 308с.
- Л о р д к и п а н и д з е М.Б., З а к а р и а д з е Г.С. Палео-  
геновый вулканизм Аджарии.-В кн.: Проблемы геологии Аджаро-Триалетии.-Тр.ГИН АН СССР, н.сер.вып.44, 1974, с.74-86.
- М е л и в а А.М. Режим Боржомских минеральных источников и пути  
выявления новых ресурсов.-Автореферат канд.дис., ГПИ,  
Тбилиси, 1952, 24 с.
- М е л и в а А.М. О контуре месторождения боржомской минеральной  
воды.- В кн.: Проблемы гидрогеологии и инженерной геоло-  
гии.-Тбилиси, Мепниереба, 1977, с.88-103.
- М е л и в а А.М. Перспективы получения самотечной боржомской ми-  
неральной воды на территории санатория профсоюза "Лика-  
ни".-В кн.: Проблемы гидрогеологии и инженерной геоло-  
гии горноскладчатых областей.-Тбилиси, Мепниереба, 1977,  
с.98-112.

- М е л и в а А.М. К вопросу гидравлической связи вод Боржомского месторождения, верхнемеловых отложений и перекрывающих их флишевых пород палеогена.- В кн.: Проблемы гидрогеологии и инженерной геологии горно-складчатых областей.-Тбилиси, Мецниереба, 1978<sub>2</sub>, с.181-190.
- М е ф ф е р т Б.Ф. Геология нефтепроявлений Аджаро-Триалетского хребта.-Тр.Всесоюзн.геол.-развед.объединения, вып.180, 1932, 65 с.
- М е ф ф е р т Б.Ф. Геологический очерк области Боржоми и Бакуриани между Карельской долиной Куры и Ахалпихским нагорьем.- Тр.Всесоюзн.геол.-развед.объединения, вып.303, 1933, 67 с.
- М и к а д з е Г.А. Запутанное напластование в нижнем эоцене окрестностей Боржоми.-Сообщ. АН ГССР, 47, №2, 1967, с.351-356.
- М и л а н о в с к и й Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа.-М., Недра, 1968, 482 с.
- М р е в л и ш в и л и Н.М. Нуммулиты Грузии и их стратиграфическое значение.-Тбилиси, Мецниереба, 1978, 241 с.
- Н а д а р е й ш в и л и Г.Ш. Эоценовый вулканизм юго-восточной Грузии. В кн.: Проблемы геологии Аджаро-Триалетии.- Тр.ГИН АН ГССР нов.серия, вып.44, 1974, с.37-51.
- Н а д а р е й ш в и л и Г.Ш. Меловой вулканизм Аджаро-Триалетии.- Тбилиси, Мецниереба, 1981, 140 с.
- О б р у ч е в С.В. Геологический очерк района Боржоми.-М., 1923, 104 с.
- О в ч и н н и к о в А.М., О г и л ь в и А.Н. Гидротермальные богатства Боржома.- В сб.: Водные богатства недр Земли на службе соц.строительства, сб.У, 1934.
- О в ч и н н и к о в А.М. Минеральные воды.-Госгеолтехиздат, 1963, 374 с.
- П а п а в а Д.Ю. Геологическое строение восточной части Триалетского хребта. Автореферат канд. дис.-Тбилиси, 1966, 24 с.
- П а п а в а Д.Ю. Об открытии верхнеюрских и нижнемеловых отложений в пределах Храмского массива.- Сообщ. АН ГССР, 58, №1, 1970, с.113-116.
- П а п а в а Д.Ю. О возрасте флишевых отложений бассейна р.Алгети.- Сообщ. АН ГССР, 65, № 3, 1972, с.633-636.
- С а л у к в а д з е Н.Ш., Ц а г а р е л и Е.А. К биостратиграфии пограничных слоев среднего и верхнего эоцена Закавказья.- Сообщ. АН ГССР, 98, № 1, 1980, с.105-108.



- С х и р т л а д з е Н.И. Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. Монографии, № 8, 1958, 368 с.
- Р у б и н ш т е й н М.М. Сейсмоструктурная геология СССР, т.Х, Грузинская ССР, ч.1. Геологическое описание.-М., Недра, 1964, с.492-503.
- Т а т и ш в и л и М.Г. Эоценовый вулканизм Месхети - В кн.: Проблемы геологии Аджаро-Триалетии.-Тр.ГИН АН СССР, нов.серия, вып.44, 1974, с.25-36.
- Т в а л т в а д з е Г.К. Строение земной коры в Грузии и построение теоретических геодиаграмм.-Изд-во АН СССР, 1960, 211с.
- Ф о х т К.К. Об исследованиях в Закавказье летом 1915 г. по меридиану Боржоми-Ахалкалаки.-Изв.Геол.ком., XXXV, № 1, 1916, с. 21-26.
- Х а р а т и ш в и л и Л.А. О структурно-гидрогеологических условиях месторождения Боржомской минеральной воды и дальнейшее направление работ по его изучению. Проблемы гидрогеологии и инженерной геологии.-Тбилиси, 1980<sub>1</sub>, с.38-42.
- Х а р а т и ш в и л и Л.А. О формировании минеральной воды "Боржоми".-Проблемы гидрогеологии и инженерной геологии.-Тбилиси, 1980<sub>2</sub>, с.77-79.
- Ц а г а р е л и А.Л. Верхний мел Грузии.-Монографии, № 5, 1954, 462 с.
- Ц е р п в а д з е Н.В. Некоторые данные изучения водных вытяжек из осадочных пород Боржомского района.-Сообщ. АН СССР, т.ХХIII, № 4, 1959, с.421-426.
- Ц е р п в а д з е Н.В. К вопросу формирования минеральных вод бассейна реки Гуджаретисцкали (на груз.яз).-Тр.лабор. гидрогеол. и инж.-геол. проблем, № 1.-Тбилиси, 1962, с.23-31.
- Ч и к о в а н и А.А. Тектоника северной периферии Имеретинского хребта в связи с нефтегазоносностью. Материалы по геол. и нефтегазоносности Грузии.-Тр. ВНИГНИ, вып.ХУ, М., 1959, 142 с.
- Ч и к о в а н и А.А. Стратиграфия и фации третичных отложений северных предгорий Имеретинского хребта.-Тр.ГИН АН СССР, т.ХI (ХУI), 1960, с.93-132.
- Ч и х е л и д з е С.С. Природные ресурсы Грузинской ССР, т.3, Минеральные воды.-Изд-во АН СССР, 1961, 439 с.
- Ч и ч у а Т.Е. О некоторых вопросах гидрогеологии Боржомского месторождения минеральной воды.-Тр.ин-та курортологии и физиотерапии, т.28, 1967, с.33-37.
- Ш в а р ц е в С.Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза.-М., Недра, 1978, 286 с.

Ю р о в Ю.Г. Строение земной коры на Кавказе и изостазия.- "Со-  
ветская геология", № 9, 1964, с.17-21.

## О Г Л А В Л Е Н И Е

	стр.
В В Е Д Е Н И Е .....	3
I. С Т Р А Т И Г Р А Ф И Я .....	5
I.1. В Е Р Х Н И Й М Е Л .....	5
I.1.1. Нижний турон (лететская свита) .....	5
I.1.2. Верхний турон-сенон. Карбонатная серия .....	6
I.2. П А Л Е О Г Е Н .....	10
I.2.1. Палеоцен-нижний эоцен .....	10
Боржомская свита .....	13
Пестроцветная свита .....	25
I.2.2. Средний эоцен .....	26
I.2.3. Верхний эоцен .....	32
I.2.4. Олигоцен-нижний миоцен (майкопская серия) .....	33
I.2.5. Орогенные образования .....	33
2. Т Е К Т О Н И К А .....	34
2.1. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ ЦЕН- ТРАЛЬНОЙ АДЖАРО-ТРИАЛЕТИ .....	34
2.2. СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ БОРЖОМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ МИНЕРАЛЬНОЙ ВОДЫ .....	44
2.2.1. Результаты исследования трещинной тектоники Боржомского месторождения .....	49
3. И С Т О Р И Я Г Е О Л О Г И Ч Е С К О Г О Р А З В И - Т И Я .....	53
4. О Р А З М Е Щ Е Н И И В П Р О С Т Р А Н С Т В Е И Ф О Р - М И Р О В А Н И И Б О Р Ж О М С К О Й М И Н Е Р А Л Ь Н О Й В О Д Ы .....	60
5. З А К Л Ю Ч Е Н И Е .....	74
6. Л И Т Е Р А Т У Р А .....	77

Рецензенты: докт. геол.-мин. наук В.Я. Э д и л а ш в и л и  
канд. геол.-мин. наук Т.В. Ч и ч у а

Напечатано по постановлению Редакционно-издательского совета  
Академии наук Грузинской ССР

ИБ 2369

Редактор издательства Г.П. Б о к у ч а в а  
Техредактор Э.Б. Б о к е р и а

Сдано в набор 12.XII-83 ; Подписано к печати 5.9.1983г. ;  
Формат бумаги 70x108<sup>I</sup>/<sub>16</sub>; Бумага №2; Печатных л. 7,4; Уч.-издат. л. 5,0;

УЭ 00945 ; Тираж 600; Заказ 3775

Цена 65 коп.

---

Издательство "Мецниереба", Тбилиси, 380060, ул. Кутузова, 19

Типография АН Груз. ССР, Тбилиси, 380060, ул. Кутузова, 19



# ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ РАЗРЕЗЫ

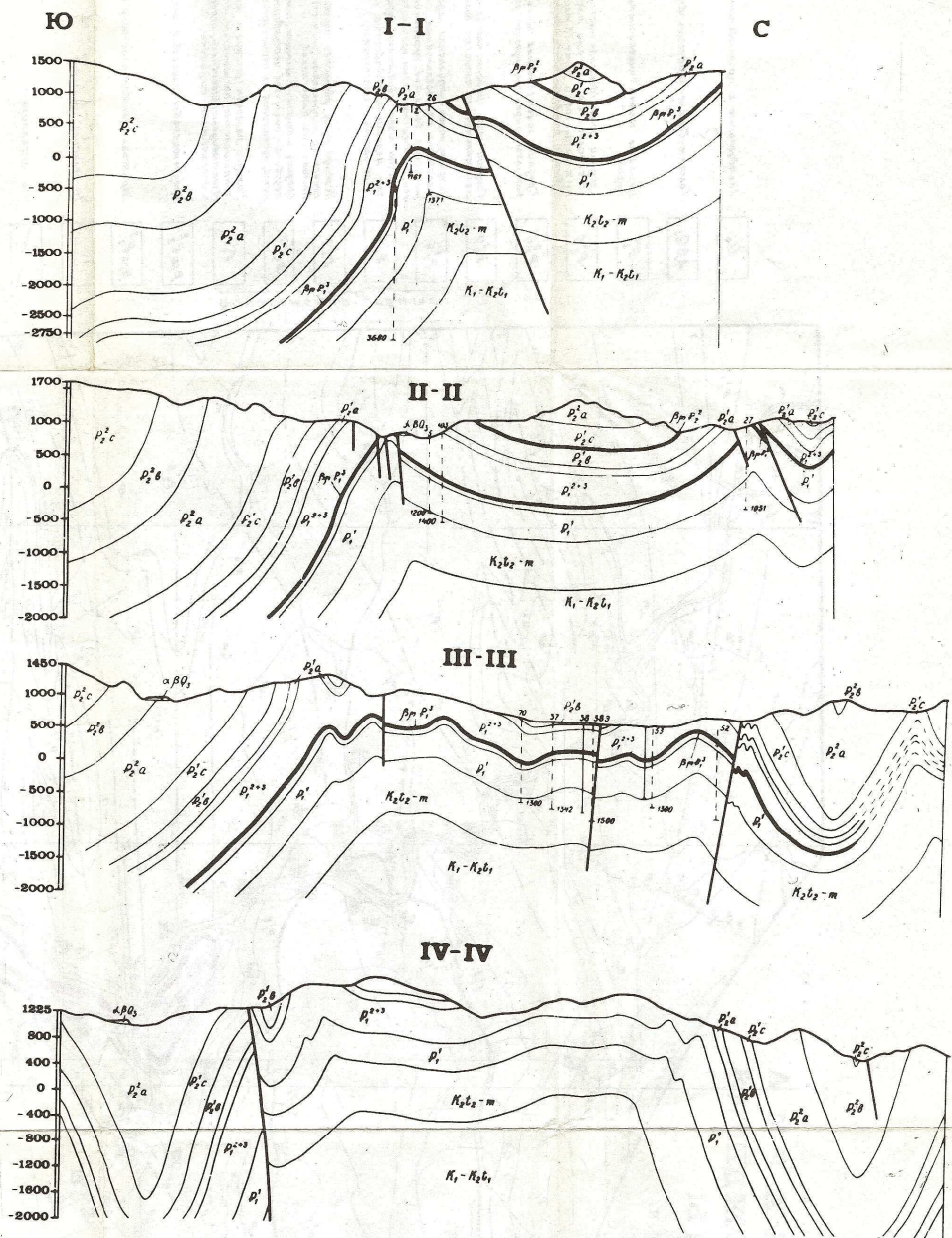


Рис. 10.

# СТРУКТУРНАЯ КАРТА МЕСТОРОЖДЕНИЯ БОРЖОМСКОЙ МИНЕРАЛЬНОЙ ВОДЫ

ПОСТРОЕННАЯ ПО ПОДШВЕ БОРЖОМСКОЙ ПЛАСТОВОЙ ИНТРУЗИИ ДИАБАЗА

Составили: ГАМКРЕИДЗЕ И.П., ЛОБЖАНЯДЗЕ Г.П.

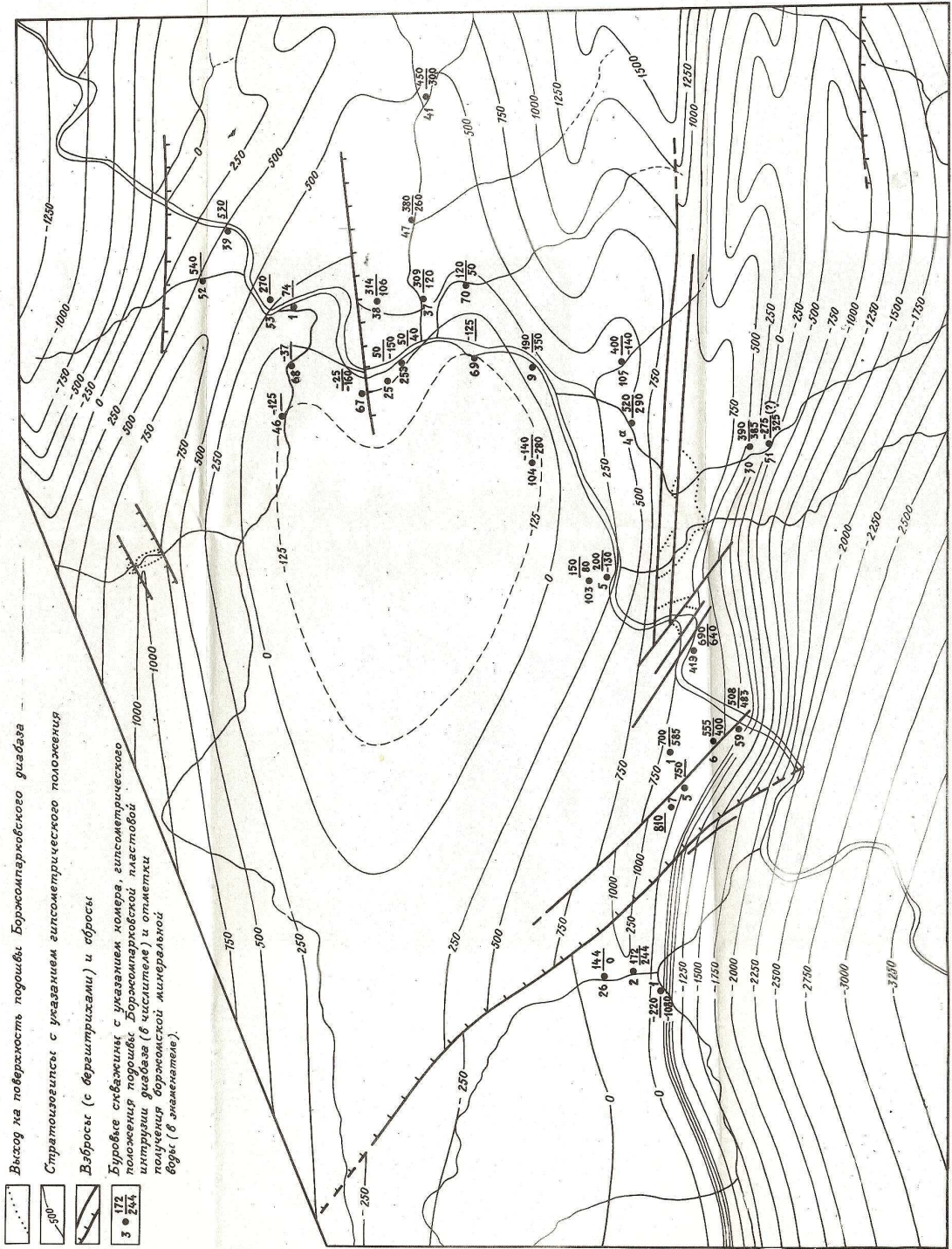


Рис. 12