

А. Г. МАГАЛАШВИЛИ

**ЗОНАЛЬНОСТЬ И ГЕНЕЗИС  
МЕРИССКОГО МЕДНО-  
ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО  
РУДНОГО ПОЛЯ**

«МЕЦНИЕРЕБА»

АКАДЕМИЯ НАУК ГРУЗИИ  
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ им. А. И. ДЖАНЕЛИДZE  
Труды, новая серия, вып. 106

А. Г. МАГАЛАШВИЛИ

**ЗОНАЛЬНОСТЬ И ГЕНЕЗИС  
МЕРИССКОГО МЕДНО-  
ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО  
РУДНОГО ПОЛЯ**



ТБИЛИСИ  
«МЕЦНИЕРЕБА»  
1991

В работе на примере полиметаллических месторождений Мерисского рудного поля, основного и весьма перспективного рудного объекта Аджарии, рассмотрены фундаментальные проблемы генезиса жильного плутогенного оруденения. В результате проведенных петрологических исследований выдвинута двухфазная модель становления рудогенерирующего интрузивного комплекса. На примере жильных полиметаллических месторождений рудного поля, рассматриваются условия образования, практические следствия и новейшие вопросы теории ритмичной зональности, которая на данных месторождениях выявлена впервые. С помощью минералого-геохимических и изотопных исследований доказывается тезис о неравновесных условиях формирования оруденения. Исследованы вопросы золотоносности руд и пород, выявлена природа аномальных участков. На основе ряда вновь выявленных признаков, обосновывается медно-порфировая модель рудного поля.

Книга представляет интерес для геологов широкого профиля.

Редактор А.Г.Твалчрелидзе, д-р геол.-мин.наук

Рецензенты: В.И.Гугушвили, д-р геол.-мин.наук, Г.Л.Одикадзе, д-р геол.-мин.наук

М 1804020300 I9-9I  
M607(06)-9I

© Издательство "Мецниереба"  
1991

ISBN 5-520-00921

Несколько месяцев тому назад скончался лидер геологов-рудников не только СССР, но, возможно, и всего мира академик Владимир Иванович Смирнов. С его именем, столь же легендарным, как и отца теории рудообразования Вальдемара Линдгрена, связан более чем тридцатилетний этап развития учения о полезных ископаемых, и вот сейчас этап этот отходит в историю геологической науки. Весьма показательно, что научные идеи академика В.И.Смирнова, и ныне царящие в умах геологов-рудников, характеризующиеся не только необычайной глубиной и остротой мысли, но и энциклопедическим подходом к решаемым проблемам, базировались на эмпирической геологической базе. В.И. Смирнов был последним из блестящей когорты ученых-энциклопедистов, и с его уходом из жизни теория рудообразования оказалась в глубоком кризисе. Наука уже не может развиваться столь всеобъемлюще и постепенно. Она начинает терять свою широту, но вместе с тем наметился ряд приоритетных направлений, по которым осуществляется некоторого рода "зондирование" пока неизведанных глубин природных закономерностей.

Предлагаемая вашему вниманию монография молодого талантливого исследователя Арчила Георгиевича Магалашвили имеет именно такую методологическую и идейную направленность. Задуманная на примере довольно узкого рудного района и не претендующая на освещение абсолютно всех сторон рудообразовательного процесса, она, тем не менее характеризуется композиционной стройностью, рациональностью и смелым отменением некоторых устоявшихся стереотипов. А.Г.Магалашвили с самого начала поставил под сомнение классические представления о зональности плутоногенных рудных полей и постинтрузивных гидротермальных месторождений. В самом деле, разработанная еще в 30-40-х годах нашего столетия В.Х.Эммонсом и С.С.Смирновым, а в последующие годы лишь дополненная многочисленными исследованиями, теория типогенной зональности гидротермальных месторождений постепенно входит в противоречие с современными теоретическими представлениями и даже с чисто эмпирическими геологическими данными. Во-первых, она исходит из далеко не однозначной гипотезы о равновесности рудообразования, во-вторых, эта теория не учитывает огромной пестроты реальных геологических обстановок рудоотложения.

А.Г.Магалашвили, с одной стороны, сохранил классический взгляд на рудно-магматический комплекс как на единую, целостную систему, но, с другой стороны, совершенно по-новому осветил характерные черты ее зарождения, становления и развития. Рассматривая рудообразование как длительный процесс, протекающий в термоградиентном

поле застывающего плутона, этот исследователь сумел доказать, что в разных частях системы развиты различные обстановки рудогенеза, в связи с чем в рудном поле сочетаются медно-порфировые и гидротермально-жильные оруденения. Этими же причинами он объяснил и впервые описанный ритмичный тип региональной и локальной рудной зональности, а также некоторые иные свойства рудообразования.

Настоящая монография является первым самостоятельным шагом молодого геолога-рудника в науке о полезных ископаемых. Ее ярко выраженное своеобразие, глубина затронутых проблем, уровень их решения, наконец особенности мировоззрения ее автора явно показывают, что у А.Г. Маташавиди впереди долгий, возможно тернистый, но яркий и счастливый научный путь.

А.Г. Твалчрелидзе

## ВВЕДЕНИЕ

Плутоногенные гидротермальные рудные поля издавна привлекали внимание исследователей. Именно на таких объектах зародилась, благодаря исследованиям В.Х.Эммонса [114] и С.С.Смирнова [93], теория гипогенной зональности эндогенных месторождений; именно на этих объектах изучены наиболее фундаментальные особенности рудообразовательного процесса, такие как связь оруденения с магматизмом, источники рудного вещества, тепловые особенности постмагматической деятельности и т.д.

Одним из наиболее удачных объектов для изучения следует признать Мерисское рудное поле в Горной Аджарии. Оно имеет довольно длительную историю геологического изучения и промышленного освоения. Так, в течение 1893-1903 годов Мерисское месторождение меди (под этим названием в ту пору объединялось несколько ныне самостоятельных месторождений), эксплуатировал горнопромышленник Рихнер. Позднее здесь добычей руд занимались частные предприниматели: Гиллерт, Рубо, Мозель, Янко-Лазарев, Шервашидзе, Ашрафьян и др. Добытая руда (всего около 8-10 тыс. тонн) переплавлялась на медеплавильном заводе в с.Эрге. Добыча руд велась интуитивно, никакой документации не сохранилось, да и вряд ли она вообще производилась.

В период с 1913 по 1915 г. в бывшей Батумской губернии, в том числе и на территории Мерисского рудного поля, геологические исследования проводили А.М.Маргидиус, Ф.Ф.Освальд, К.К.Фохт, Л.К.Конюшевский и др. Исследования эти на сегодняшний день устарели и имеют лишь историческое значение.

В 1939 году Наркомместпромом Грузинской ССР на Мерисском месторождении началось строительство рудника и производились эксплуатационные работы, которые в связи с начавшейся вскоре войной были прекращены. В последующие годы поисковые и разведочные работы производились под руководством С.Ш.Парцвания, В.И.Орбеладзе, А.П.Челидзе, Я.М.Чаргеишвили, Д.М.Купарадзе, П.В.Цилосани, Т.А.Месхи и др. Одновременно широким фронтом развернулись и научно-исследовательские работы. Это - исследования Б.Ф.Мефферта, Г.С.Дзоценидзе, который в 1934 году на территории Мерисского рудного поля открыл Цабланское серноколчеданное с алунином месторождение и дал ее генетическую модель [32]. Большой вклад в геологическое изучение интрузивного магматизма и рудных месторождений внес В.Р.Надирадзе [72, 74 и др.]. Геохимические и минералогические особенности руд, рудосмещающих интрузивных и вулканических образований многие годы изучал Т.В.Иваницкий [40 и др.].

Отдельные вопросы минералогии и геохимии в разное время изу-

чались И.Ф.Григорьевым, Г.В.Гвахария, Е.К.Везиришвили, И.С.Вольнским, Т.А.Твалчредидзе и многими другими. Тектоническому строению и структурам Мерисского рудного поля посвящены работы М.Н.Джапаридзе и Н.Г.Каджая (33 и др.). Вопросы геохимии изучались Т.В.Иваницким [41], И.И.Хмаладзе, Д.Г.Надарейшвили, Г.С.Закариадзе, Т.Д.Ичедлишвили, И.Д.Шавишвили, В.И.Гугушвили и др. Физико-механические свойства горных пород Аджарского рудного района и их роль в формировании месторождений исследована В.И.Гелеишвили [21]. Гидротермально-измененным породам и роли метасоматоза в формировании оруденения посвящены труды В.И.Гугушвили [27,28,29], В.Д.Гуниава [30] и др. Термобарогеохимические параметры рудообразования исследованы в работе И.Д.Долдидзе [33]. Петрология и геохимические аспекты интрузивного магматизма изучались И.Д.Шавишвили [106,108], Г.С.Закариадзе, И.И.Хмаладзе, И.И.Кикнадзе и др., а геохронологическая характеристика магматитов и околорудных метасоматитов приводится в классических трудах М.М.Рубинштейна и др. [34,85].

Несмотря на столь высокую степень изученности, своего решения ждал ряд важных вопросов, касающихся перспективы Мерисского рудного поля, в том числе такие, как закономерности размещения промышленных типов месторождений и зональности конкретных рудных тел, золотоносности руд и рудовмещающих пород, а также построение общей генетической модели рудного поля.

В основном на решение именно этих вопросов и были направлены наши усилия. С этой целью:

- уточнялись петрологические особенности рудовмещающих вулканических и плутонических пород;
- изучалась региональная и локальная рудная зональность в распределении основных рудных компонентов;
- уточнялись минералогические особенности руд, вопросы их генезиса, а также условия образования ритмичной зональности рудных тел;
- изучались вопросы золотоносности руд и различных гидротермалитов.

Помимо этого, в результате обобщения известных ранее, а также выявленных нами новых фактов в работе обосновывается модель меднопорфировой системы Мерисского рудного поля.

Фактическую основу работы составляют полевые и лабораторные исследования, проведенные автором в 1982-1987 гг. Исследования эти включали крупномасштабное картирование рудных участков, документацию и опробование горных выработок, а также большого числа гидротермально-измененных зон и практически всех разновидностей руд и пород Мерисского рудного поля. Помимо микроскопии, лабораторные исследования включали лазерный микрорентгеноспектральный, изотопный и

иные виды анализов минералов, руд, пород и мономинеральных фракций. Математическая обработка данных производилась на микроЭВМ.

Автор считает своей приятной обязанностью выразить глубокую благодарность всем товарищам по работе и коллегам, способствовавшим выполнению данной работы.

## ГЛАВА 1. КРАТКИЙ ОЧЕРК ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ АДЖАРО-ТРИАЛЕТСКОЙ ЗОНЫ

Основные черты геологического строения и металлогении Мериского рудного поля во многом predeterminedены его принадлежностью к своеобразной тектонической структуре Малого Кавказа - Аджаро-Триалетской зоне. Поэтому позволю себе вкратце охарактеризовать основные черты геологического строения этой тектонической единицы.

Аджаро-Триалетская тектоническая зона представляет собой бескорневое [5] сложно построенное в целом антиклинорное сооружение, которое в широтном направлении протягивается более чем на 300 км от долины р.Иори до юго-восточной части акватории Черного моря. Ширина зоны в среднем составляет 50 км. На востоке складчатая структура ее постепенно упрощается, сама же зона погружается и замыкается, сменяясь т.н. Азамбургским субмеридиональным поднятием [19].

Вопрос о западном продолжении Аджаро-Триалетской зоны остается до сих пор дискуссионным. Ш.А.Адамия [1,2], И.П.Гамкредидзе [17,18], В.И.Гугушвили [29] и др. отмеченную зону совместно с центральной (лишенной гранитного слоя) частью Черного моря рассматривают в качестве единой мел-палеогеновой рифтовой системы, восточная часть которой (современная Аджаро-Триалетская зона) в позднем палеогене испытала инверсию тектонического режима и в течение неогена превратилась в блоково-складчатое сооружение с неглубоко залегающим кристаллическим фундаментом.

В противовес этим представлениям И.Д.Гамкредидзе [19], А.С. Горшков [26], М.И.Зиракадзе и др. [39], Е.Е.Милановский, В.Е.Хаин [68], А.А.Терехов [103] считают, что Аджаро-Триалетская зона представляет собой обычный геосинклиальный бассейн, который акватории Черного моря, либо резко изгибается к юго-западу, протягиваясь параллельно южночерноморскому побережью [26,103], либо смыкается с главными структурами Тавра и Анатолии, в частности с Восточно-Понтийской складчатой зоной [19,39,68].

Наконец, по мнению Г.П.Леонова [58], Аджаро-Триалетская зона выклинивается у побережья Черного моря.



По-видимому, этот принципиальный вопрос, имеющий огромное значение не только для региональной геологии и тектоники, но и для металлогении, еще ждет окончательного решения.

Ныне, в результате предпринятых комплексных исследований [1, 2, 5, 17, 29, 37 и др.] Аджаро-Триалетская зона интерпретируется в виде своеобразной структуры авлакогенного типа, которая была заложена по глубинным разломам на древнем (герцинском?) кристаллическом фундаменте и прошла сравнительно кратковременный путь развития (в основном в течение позднего мела - палеогена). Для этой тектонической единицы характерны: "... широкое распространение в ней субщелочных и щелочных вулканических ассоциаций с узкой зоной развития толеитовых базальтов в осевой части, значительное увеличение мощности осадочного слоя в сторону Черного моря, в общем антиклинорное складчато-глыбовое строение с существованием срединного блокового поднятия и широким развитием продольных и поперечных разломов глубокого заложения, служащих подводными каналами продуктов вулканизма, некомпенсированное воздымание на орогенном этапе (отсутствии "корня гор") с постепенным утонением земной коры в сторону Черного моря, бедность продуктами вторичных магм и отсутствие признаков метаморфизма" [17, с. 99].

По совокупности литологических и петрохимических признаков палеогеновая вулканогенно-осадочная толща, слагающая интересующую нас часть Аджаро-Триалетской зоны, подразделяется на 5 свит. Последние, очевидно, несогласно залегают на верхнемеловых породах [3].

Самый нижний, среднеэоценовый базальтовый комплекс входит в состав перангской свиты и состоит из лав роговообманковых и оливковых базальтов, а также из их вулканокластолитов.

Все вышележащие отложения распространены в районе исследований и будут описаны в последующих разделах работы. Здесь же отметим, что представлены они в низах нагваревской свиты, состоящей из дифференцированного комплекса трахибазальт-дедленитового ряда.

Верхний базальтовый комплекс слагается чидильской свитой (известково-щелочные и субщелочные базальты), которая подобно другим в восточном направлении постепенно вырождается.

Верхнеэоценовая вулканогенно-осадочная толща в Аджарии подразделяется на две свиты - адигенскую и наладигенскую. Обе они имеют андезит-шошонитовый состав и отличаются друг от друга в основном по текстурно-структурным признакам.

Аджаро-Триалетская зона характеризуется специфичной металлогенией. "Ввиду относительно сложной дифференцированности вулканогенных толщ, обладающих монотонным андезит-базальтовым составом, колчеданные месторождения здесь представлены лишь зонами пиритизации. С позднегеосинклинальными габброидами связана скарново-магнетитовая,

а с сиенит-диоритами – жильная медно-полиметаллическая и медно-порфировая минерализации" [102, с.293]. Последние две рудные формации и явились объектом нашего исследования.

## ГЛАВА 2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МЕРИССКОГО РУДНОГО ПОЛЯ<sup>I</sup>

### 2.1. Тектоническое положение Мерисского рудного поля

Адjarский рудный район, основную часть которого составляет Мерисское рудное поле, расположен в западном сегменте Аджара-Триалетской зоны и почти целиком охватывает Аджарисцкальский сектор ее южной подзоны (рис.1). Географически это высокогорная, приграничная с Турцией часть Хелвачаурского, Кедского и Шуахевского районов Аджарии.

Термин "Адjarский рудный район" в литературе употребляется двояко. Часть исследователей применяют его как синоним Мерисского рудного узла, подразумевая под последним наиболее насыщенную оруденением территорию, расположенную в бассейнах рр.Акаврета, Лоднари и Тбети. При таком понимании термина вне систематики остается ряд отдельных месторождений и рудопоявлений (Чарнали, Кирнати, Марадиди и др.), по целому ряду признаков близкие месторождения Мерисской группы, удаленной от них.

Другая часть исследователей, как уже отмечалось, в основном по исторически сложившейся традиции, придерживается толкования Мерисского рудного узла, как центральной части Аджарского рудного района, с дальнейшим подразделением на ряд рудных полей [45 и др.]. Мы также склонны придерживаться этого более широкого толкования Аджарского рудного района. Таким образом, вслед за отмеченными выше исследователями, под Аджарским рудным районом мы будем подразумевать

---

<sup>I</sup> Мерисский рудный узел традиционно было принято выделять в составе Аджарского рудного района. Вместе с тем, как известно [91], понятия "рудный район" и "рудный узел" несут адекватную таксономическую нагрузку, поэтому в существующей систематике был изначально нарушен основной принцип металлогенического районирования. Учитывая именно эти соображения и, как будет показано ниже, главные черты геологического строения исследованной территории, все месторождения и рудопоявления полиметаллического и медно-порфирового профиля, расположенные вокруг Мерисского и Намонастрев-Чалатского интрузивов, мы склонны рассматривать в составе Мерисского рудного поля.

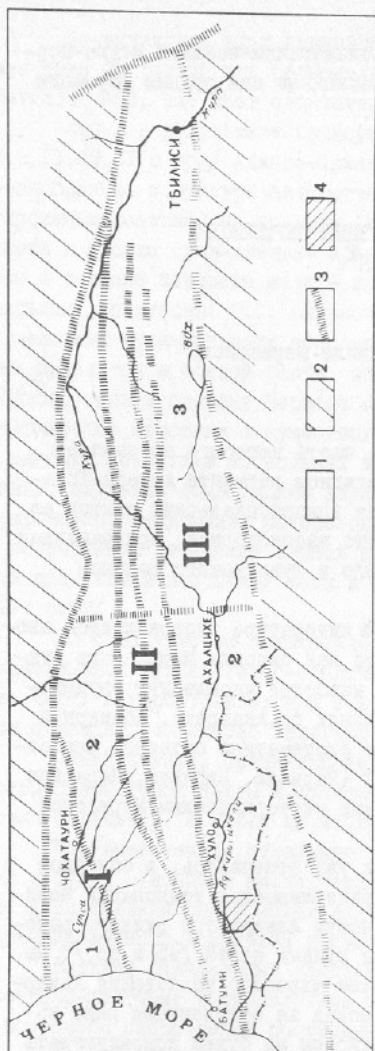


Рис. I. Схема тектонического районирования Аджаро-Триалетской зоны (по И.П.Гамкредидзе, 1976).

I - Аджаро-Триалетская тектоническая зона; 2 - Закавказский срединный массив; 3 - глубинные разломы; 4 - изученная территория. Цифрами на схеме обозначены: I - Северная подзона (секторы: I - Турийский, 2 - Чаквинско-Саирмский); II - Центральная подзона; III - Южная подзона (сектора: I - Аджарисцкальский, 2 - Ахалцихский, 3 - Аспиндзско-Тбилисский)

всю область Горной (Южной) Аджарии, на которой распространены рудные и нерудные месторождения.

Мерисское рудное поле - основная часть Аджарского рудного района - расположено на северном склоне Шавшетского хребта, в бассейнах рр.Акаврета, Лоднари и Тбети. По своему тектоническому положению рудное поле находится в краевой части Аджаро-Триалетской зоны, что несомненно сказывается не только на характере его тектонического строения, но и на своеобразии вулканизма, о котором пойдет речь в следующем разделе.

## 2.2. Литолого-стратиграфические особенности палеогеновых вулканогенно-осадочных пород

Палеогеновый возраст вулканогенно-осадочной толщи, слагающей западную (Аджарскую) часть Аджаро-Триалетской складчатой зоны, был установлен давно. Благодаря новейшим работам [3,88 и др.] по фаунистическим и тончайшим литолого-петрохимическим данным ее удалось расчленить, как уже отмечалось, на пять свит. Из них в исследованном районе обнажаются только четыре: (1) нагваревская и (2) чидильская среднеэоценовые; (3) адигенская позднеэоценовая и (4) нададигенская свита, позднеэоцен-олигоценового (?) возраста.

Детальное петролого-минералогическое описание вулканогенно-осадочных пород Мерисского рудного поля приводится в многочисленных работах [3,59 и др.], поэтому мы здесь приведем лишь краткую характеристику пород, уделяя основное внимание их различию и некоторым генетическим вопросам, имеющим важное значение для понимания истории развития Мерисского рудного поля.

На исследованной территории известны лишь два выхода пород нагваревской свиты, которые расположены в южной части района и приурочены к так называемой Косла-Тавской антиклинальной структуре (рис.2 и 3).

Свита сложена гомодромным рядом базальт-трахиандезит-делленит и характеризуется преобладанием вулканокластических образований при подчиненном содержании эффузивов. Представлена субщелочными, среднеобломочными туфами и туффитами делленитового состава, а также лавами биотит-роговообманковых андезитов. Видимая мощность свиты в обнаженных блоках равна 150-200 м. Среднеэоценовый возраст свиты установлен фаунистически [56].

Чидильская свита, согласно сменяющая нагваревскую, обнажается в южной части района на северном склоне Шавшетского хребта, занимая почти четверть изученной территории. Свита представляет собой субщелочной базальтовый комплекс массивных и грубообломочных вулканитов: пироксеновых андезитов, дацитов, а также толстослоистых туфов, туфобрекчий и лавобрекчий аналогичного состава, которые переслаиваются с пелитовыми и лапшилевыми туфами более грубой гранулометрии. В строении данной свиты большую, чем в нагваревской, роль играют породы известково-щелочной серии.

Мощность свиты в описываемой части Аджарии достигает 1000-1100 м. Среднеэоценовый возраст свиты установлен по находкам фауны нуммулитид и фораминифер [4,88].

Как уже указывалось, позднепалеогеновый комплекс Аджарии представлен адигенской и нададигенской свитами. Судя по многочисле-

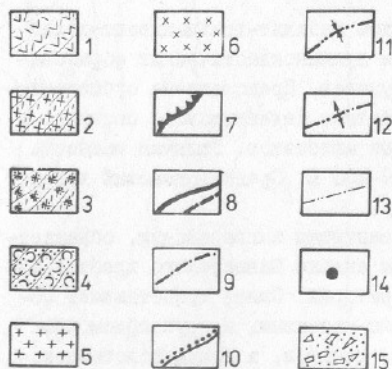
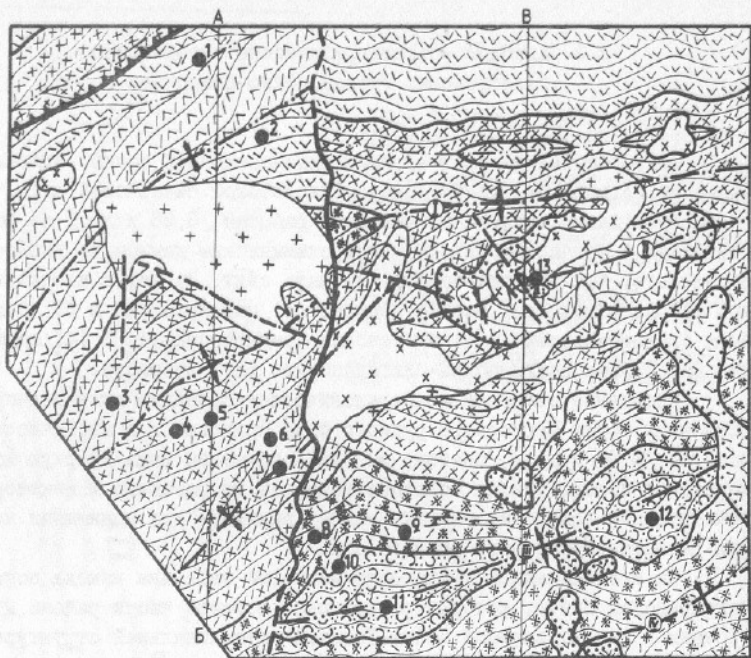


Рис. 2. Схематическая структурно-литологическая карта Мерисского рудного поля. Составил А. Г. Магалашвили с использованием данных Т. А. Месхи и др. (1971) и М. В. Лордкипанидзе (1971).

I - верхний эоцен-олигоцен, наладигенская свита (трахибазальт-трахиандезит-андезитовые вулканы и их туфы); 2 - верхний эоцен, адигенская свита (известково-щелочные роговообманковые андезиты, субщелочные базальты, трахибазальты и их кластолиты); 3 - средний эоцен, чидильская свита (субщелочные базальты, андезиты, дациты и их туфы); 4 - средний эоцен, нагваревская свита (субщелочные и известково-щелочные андезитовые туфы и туффиты); 5 - породы Мерисского интрузивного комплекса; 6 - породы Намонастрев-Чалатского интрузивного комплекса; 7 - надвиги; 8 - взбросо-сдвиги прослеженные и предполагаемые; 9 - мелкоамплитудные тектонические нарушения; 10 - геологические границы несогласно залегающих пород; 11 - оси синклиналей первого порядка; 12 - оси антиклиналей первого порядка; 13 - оси второстепенных пликативных структур; 14 - месторождения и рудопроявления (I - Вайо, 2 - Сурнали, 3 - Годердзискала, 4 - Велибури, 5 - Верхнада, 6 - Цхалбокеда, 7 - Сакени, 8 - Цхелцитела, 9 - Вараса, 10 - Оболо-Канлы-Кая, 11 - Саджогия, I - Дид-Геле, 13 - Намонастрев); 15 - брекчи.

I - ось Сакаврийской антиклинали; II - ось Намонастревской синклинали, III - ось Косла-Тавской антиклинали; IV - ось Сакондрийской синклинали.

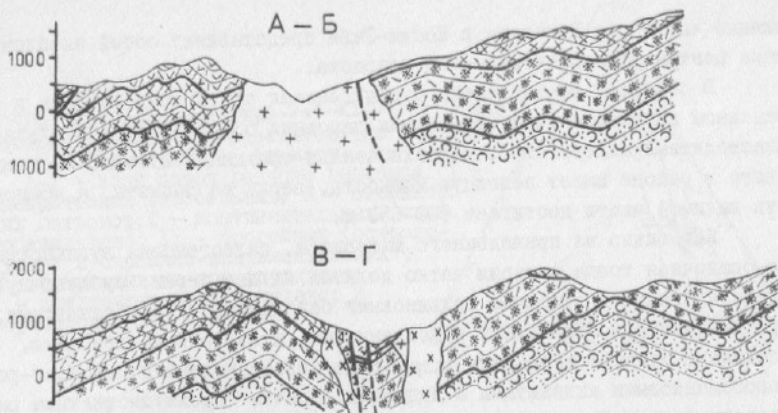


Рис. 3. Геологические разрезы к структурно-литологической карте Мерисского рудного поля. Усл. обозн. см. на рис. 2

нным находкам растительных остатков, редиктов позвоночных, а также по фациально-литологическим данным (мощные пачки конгломератов, наземные шлаки, агглютинаты и редкие примеры трансгрессивного залегания отдельных пачек) можно предположить, что этот комплекс сформировался в наземно-мелководных условиях. Среди вулканитов, в отличие от среднеэоценового комплекса, преобладают породы среднего состава (трахиандезиты, высококальциевые роговообманковые андезиты и т.д.), слагающие в совокупности ассоциацию шомонитовых пород, характерных для некоторых участков островных дуг [2]. По данным М.Г. Татишвили, Р.Л. Шубладзе и Р.Ю. Кваташидзе, для южной, описываемой здесь части Аджарии островодужные тенденции развития становятся заметны и с более раннего времени — среднего эоцена.

Выходы пород адигенской свиты, позднеэоценовый возраст которой доказан фаунистически [54, 88], широко развиты в центральной части изученного района, занимая наибольшую площадь. Свита сложена в основном известково-щелочными роговообманковыми андезитами, мелко- и среднеобломочными их туфами, а также субщелочными базальтами, трахибазальтами и трахиандезитами. Мощность свиты достигает 700–750 м.

Следующая нададигенская свита относится также к позднему эоцену, но, принимая во внимание ее большую мощность, Ш.А. Адамия и др. [1] допускают, что верхи ее, возможно, имеют олигоценный возраст.

Породы этой свиты широко распространены в северной и восточной частях рудного поля, но отдельные выходы известны и в южной части в виде лавовых покровов, слагающих плато Гома. Кроме того, вер-

шинные части гор Цинавела и Косла-Тави представляют собой эксплозивные центры раннеолигоценового возраста.

В северной части района нададигенская свита представлена в основном грубослоистыми массивными лавовыми образованиями и вулканокластолитами андезитового и трахибазальт-трахиандезитового состава. Свита в районе имеет неполную мощность, верхи ее размыты, а мощность видимой части достигает 600-650 м.

Как видно из приведенного материала, палеогеновая вулканогенно-осадочная толща Аджарии четко делится на две серии: субщелочную, представленную в основном оливиновыми базальтами, трахибазальтами, трахиандезитами, трахитами и делленидами, и известково-щелочную, сложенную оливинсодержащими базальтами, пироксеновыми и пироксен-роговосоманковыми андезитами и дацитами. Причем преимущественным распространением пользуются породы субщелочной серии. Весьма важно отметить, что эти две серии пород не имеют стратиграфического выражения, но перемешаны в пределах отдельных свит. Скорее всего можно представить, что при формировании пород происходила совместная аккумуляция материала, поступающего из разных центров.

В исследованном районе преобладают породы основного и, в особенности, среднего состава, придавая всему вулканизму островодужные тенденции, что, по мнению М.Г.Татишвили, Р.Л.Шубладзе и Р.Ю.Кватасидзе, свидетельствует об отсутствии тенденции рифтогенеза рассматриваемого возраста в этой части Аджаро-Триалетии. Ими предлагается переместить южную границу Аджаро-Триалетского палеорифта к северу, в зону субширотного Аджарисскальско-Тедзамского глубинного разлома. Вопрос этот, однако, остается весьма спорным, требующим специального рассмотрения.

На диаграмму  $MgO-FeO-Al_2O_3$  (рис.4), предложенную Т.Х.Пирсом, Б.Е.Германом и Т.С.Биркетом [35] для разделения субщелочных базальтов, нами были нанесены имеющиеся для изученного района данные с наиболее достоверно установленным возрастом. Отчетливо видно, что часть среднеэоценовых субщелочных базальтов попадает в поле субщелочных базальтов океанического ложа, которые, как известно [37], по петрохимическим параметрам аналогичны базитам областей континентальных рифтов. А это свидетельствует о том, что на ранней стадии данная часть Аджаро-Триалетии, по-видимому, все же претерпела рифтинг и лишь с середины(?)-конца среднего эоцена превратилась в область, характеризующуюся окраинно-континентальным островодужным вулканизмом.

Для рифтовых структур земной коры субщелочной вулканизм вообще является типоморфным [63]. Интерес представляет проблема известково-щелочной магмы. Как видно из диаграмм Куно (рис.5 и 6), породы известково-щелочной серии представлены более кремнекислотными раз-

Рис.4. Диаграмма  $MgO-FeO-Al_2O_3$  для разделения субщелочных базальтов (по Т.Х.Пирсу, Б.Е.Герману и Т.С.Биркету).

I-U - поля пород разного генезиса: I - океанических абиссальных; II - океанических островов; III - континентальных (платобазальтов); IV - орогенных (островолужных и окраинно-континентальных); V - островных из зон спрединга; I - среднеэоценовый комплекс; 2 - верхнеэоценовый комплекс

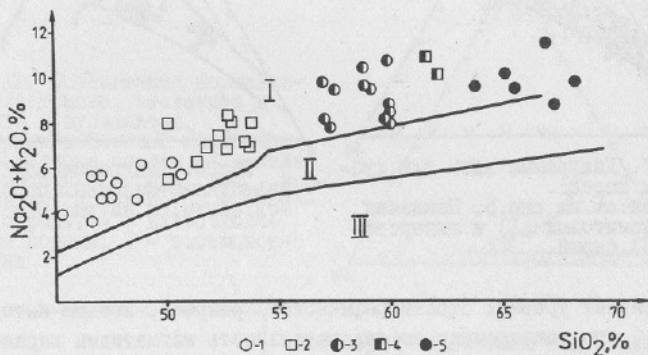
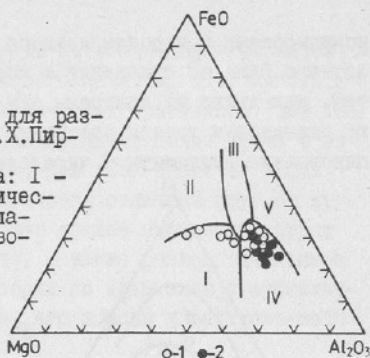


Рис.5. Диаграмма Куно для субщелочных пород. I - субщелочные базальты; 2 - субщелочные трахибазальты; 3 - трахиандезиты; 4 - трахиты; 5 - деллениты. I-III - поля серий: I - щелочной, II - известково-щелочной, III - толеитовой

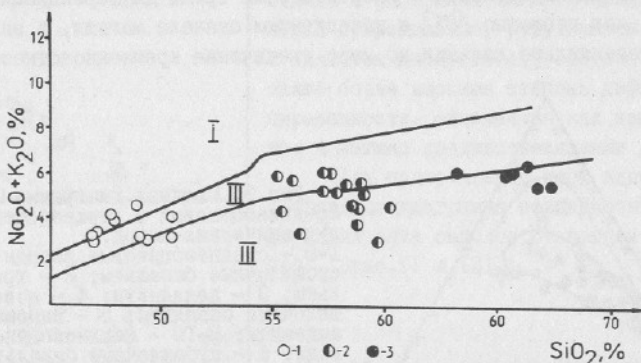


Рис.6. Диаграмма Куно для известково-щелочных пород. I - известково-щелочные оливинсодержащие базальты; 2 - пироксеновые и роговообманковые андезиты; 3 - дациты; I-III - см. на рис.7



новидностями и характеризуются отчетливой дискретностью кремнекислотного ряда по сравнению с породами субщелочной серии. Вместе с тем, как видно из диаграмм АФМ (рис.7 и 8), породы обеих серий имеют одинаковые тренды эволюции. Это практически гомодромно дифференцированные вулканиты с чередованием кислых и основных разновиднос-

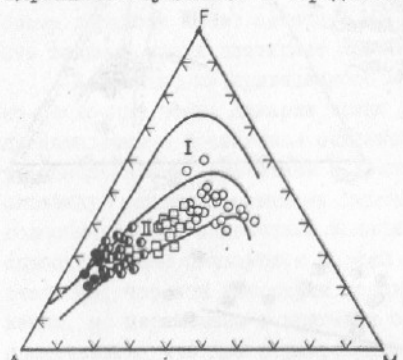


Рис.7. Диаграмма АФМ для субщелочных пород. Усл.обозн.см.на рис.5. Показаны поля пиконитовых (I) и гиперстеновых (II) серий

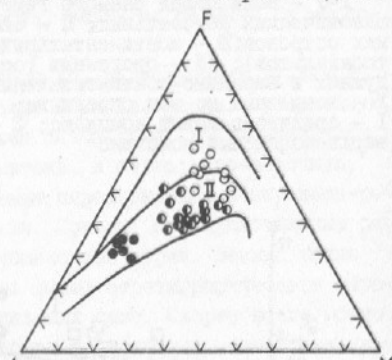


Рис.8. Диаграмма АФМ для известково-щелочных пород. Усл.обозн.см.на рис.6 и 7

тей на разных уровнях стратиграфического разреза. Весьма интересно отметить, что гомодромная последовательность магматизма характерна как для среднеэоценового, так и верхнеэоценового комплексов (рис.9) с той лишь разницей, что в первом из них присутствуют более мафические, обогащенные железом и особенно магнием, разновидности.

В породах проявлен и анортозитовый тренд дифференциации, связанный, как известно [67], с накоплением сначала магния, а затем железа относительно кальция по мере увеличения кремнекислотности по-

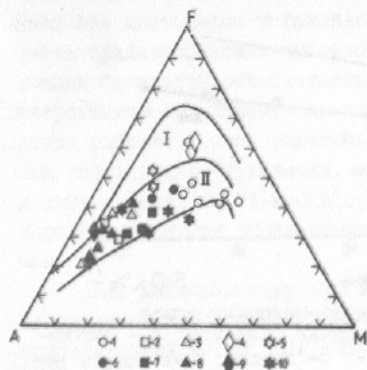
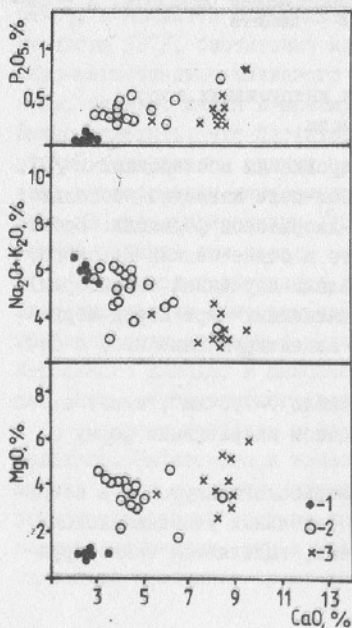
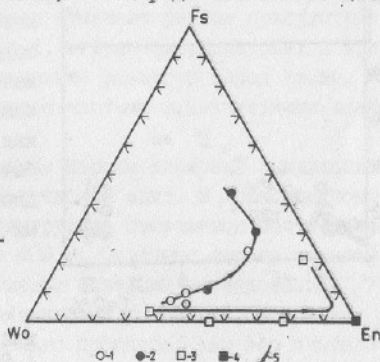


Рис.9. Сводная диаграмма АФМ для среднеэоценовых и верхнеэоценовых вулканических пород. 1-5 - среднеэоценовые породы: 1 - субщелочные базальты; 2 - трахибазальты; 3 - деллениты; 4 - известково-щелочные базальты; 5 - пироксеновые андезиты; 6-10 - верхнеэоценовые породы: 6 - субщелочные базальты, 7 - трахибазальты (шошониты), 8 - трахиандезиты, 9 - деллениты, 10 - известково-щелочные роговообманковые андезиты. I-II - см.на рис.7

род. Этот тренд мы попытались исследовать по соотношению нормативных минералов диопсидового и гиперстенового миналов, т.е. кристаллизующихся после образования интрателлурических кристаллов (рис.10). Отчетливо видно, что анортозитовый тренд проявлен более четко в верхнеэоценовых вулканитах. Таким образом, при всем сходстве пород двух возрастных комплексов, они все же слегка отличимы друг от друга: верхнеэоценовые вулканиты не содержат крайне мафических пород и дифференцированы более полно. Все это, а также резко подчиненное количество пород известково-щелочной серии по сравнению с субщелочными разностями позволяет предположить, что породы известково-щело-

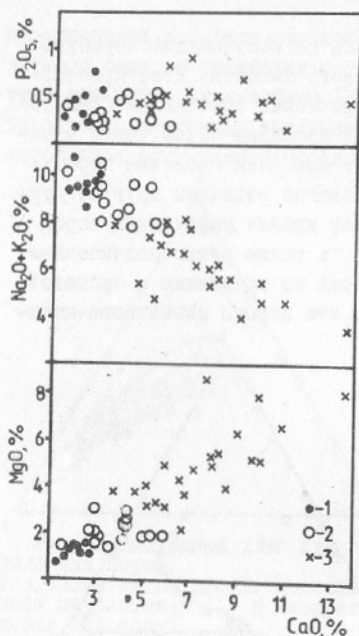
Рис.10. Соотношение нормативных волластонита, энстатита и ферросита в вулканитах.  
1-2 - среднеэоценовый комплекс: 1 - субщелочные породы, 2 - известково-щелочные породы; 3-4 - верхнеэоценовый комплекс: 3 - субщелочные породы, 4 - известково-щелочные породы; 5 - эволюционный тренд



чной серии образованы под знаком интенсивной ассимиляции субстрата, в основном меловых, богатых CaO пород. Дальнейшие процессы дифференциации происходили в застойных магматических камерах пульсационно, результатом чего и является дискретность состава, а также более высокая степень дифференцированности, отмечаемая как нами, так и нашими предшественниками /38/.

Для подкрепления этой идеи были составлены диаграммы зависимости содержания ряда окислов от концентрации CaO (рис.11 и 12).

Рис.11. Вариационные диаграммы для пород субщелочной серии.  
1 - оливиновые базальты и трахибазальты; 2 - трахандезиты; 3 - трахиты и деллениты



Из диаграмм видно, что четкая прямая корреляция между  $MgO$  и  $CaO$  и обратная для  $(Na_2O+K_2O)$  и  $CaO$  наблюдается лишь в породах субщелочной серии. Эта тенденция выражена намного менее контрастно и опять-таки имеет дискретный характер для пород известково-щелочной серии. Если в субщелочных породах количество  $P_2O_5$  по мере дифференциации практически не меняется, то для пород известково-щелочной серии по мере увеличения содержания  $CaO$ , возрастает и содержание  $P_2O_5$  оставаясь в целом ниже, чем в породах субщелочной серии. Такая зависимость, по-видимому, может быть объяснена разубоживанием исходного расплава компонентами, богатыми  $CaO$ .

Рис. 12. Вариационные диаграммы для пород известково-щелочной серии. 1 - оливинсодержащие базальты; 2 - андезиты; 3 - дациты

### 2.3. Петрологические особенности интрузивных пород Мерисского рудного поля

Согласно многочисленным специализированным исследованиям [37, 42, 59, 70, 85, 108 и др.] на Мерисском рудном поле известно несколько выходов интрузивных пород габбро-сиенит-диоритовой формации: собственно Мерисского, Намонастревн-Чалатского и более мелких Кедского, Цхалбокельского и Учамбойского (за пределами изученной территории). Ниже мы лишь коротко коснемся описания важнейших черт пород Мерисского и Намонастревн-Чалатского выходов, акцентируя внимание, в основном, на их различии и сходстве.

Мерисский выход, занимая площадь около 7-7,5 км<sup>2</sup>, имеет в плане овальную, слегка удлинённую в широтном направлении форму с довольно извилистыми контурами.

Структура пород, слагающих выход Мерисского плутона, в основном порфировидная, иногда порфировая. В отдельных участках выхода, в основном в наиболее эродированных местах, выделяются также крупно- и равномернозернистые породы.

В строении этого выхода большое место занимают кварцевые и безкварцевые сиенито-диориты, граносиениты и гранодиориты. Менее распространены диориты, кварцевые диориты, кварцевые монцититы и кислые гранитовые разности. Между названными породами наблюдаются частые и совершенно незаметные взаимопереходы.

Намонастревский и Чалатский интрузивные выходы, площадью 6-6,5 и 2,5-3 км<sup>2</sup>, соответственно по геофизическим данным [22], на глубине сливаются в единый интрузив.

Слагающие их породы, в отличие от Мерисских, представлены в основном крупно- и равномернозернистыми сиенитами, сиенито-монцититами, сиенито-диоритами, монцититами и габбро. Ряд исследователей в Чалатском и Цхалбокельском выходах отмечают редкое присутствие щелочных пород: биотит-экерманитовых, эгирин-экерманитовых и эгириновых нордмаркитов [108]. Все отмеченные разности пород также, как и в Мерисском выходе, характеризуются частыми и незаметными взаимопереходами.

Все отмеченные выше интрузивные породы внедрены в вулканы верхнеоценовых адигенской и нададигенской свит. В приконтактных участках Намонастревско-Чалатского интрузива отмечается почти сплошная полоса роговиков мощностью до 400 м. Особенно широко развиты биотитовые роговики, которые, согласно новейшим исследованиям [79 и др.], представляют собой не "контактные роговики", возникшие в результате контактово-метаморфического процесса, как это считалось ранее, а являются метасоматическими образованиями. По данным В.Л. Русинова [87], биотитовые метасоматиты образуются в результате железо-магнезиально-калиевого метасоматоза с привнесением растворов железа, магния, калия и преимущественным выносом натрия и кальция. Важно отметить, что биотитовые метасоматиты характеризуются повышенным содержанием рудных элементов, в частности, олова. Изучение этих своеобразных метасоматических образований в СССР находится лишь на начальной стадии [79]. На Мерисском же рудном поле с современных позиций эти породы совершенно не исследованы.

Кроме ороговикования или биотитового метасоматоза, в приконтактных частях Намонастревского и Чалатского выходов развита и грейзенизация, правда в значительно меньшем масштабе. В отличие от Мерисского выхода, в Намонастревско-Чалатском встречаются, правда редко, пегматитовые и пегматоидные породы.

Вопросы генезиса и формационной природы Мерисского, Намонастревского, Чалатского и известных здесь более мелких выходов интрузивных пород являются полемичными, что обусловлено как пестротой петрографического состава пород и их сложными пространственными взаимоотношениями, так и наложенными вторичными процессами. Накопившийся за последнее время новый фактический материал позволил нам

высказать свой взгляд на процесс становления Мерисского плутона.

На рис.13 представлена диаграмма Куно для пород Мерисских плутонов. При сравнении ее с аналогичными диаграммами для эоценовой вулканогенно-осадочной толщи (см.рис.5 и 6) отчетливо видно, что субщелочные породы Намонастреве-Чалатского выхода проявляют явное

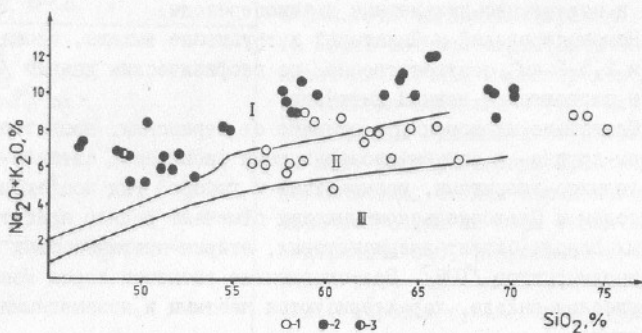


Рис.13. Диаграмма Куно для пород Мерисского(1), Намонастреве-Чалатского(2) и Кедского(3) интрузивных выходов. Остальные обозн. см. на рис.7

сходство с эффузивными образованиями вмещающей рамы, в то время как породы Мерисского выхода по количеству щелочей сопоставимы с известково-щелочными породами. Интересно отметить и тот факт, что породы Намонастревского и Чалатского выходов представлены полностью дифференцированной серией от типичных щелочных габброидов до сиенитов и гранитов, в то время как в Мериси отсутствуют магматиты с содержанием  $SiO_2$  менее 55%. Между тем диаграмма АФМ (рис.14) показывает полное соответствие трендов эволюции пород обоих выходов.

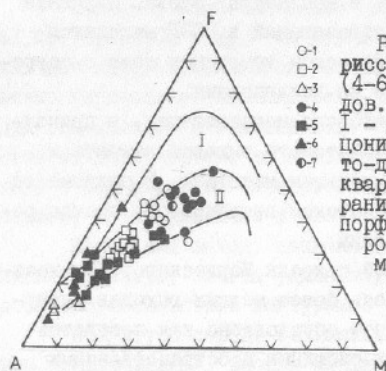


Рис.14. Диаграмма АФМ для пород Мерисского(1-3), Намонастреве-Чалатского(4-6) и Кедского(7) интрузивных выходов.

1 - гранодиориты, кварцевые диориты, монзониты, кварцевые монзониты; 2 - сиенито-диориты, кварцевые сиенито-диориты, кварцевые сиениты, граносиениты, плагиограниты; 3 - гранит-аплиты, граносиенит-порфиры; 4 - калишпатовое габбро, габбро-сиениты, габбро-монзониты, сиенито-монзониты, сиенито-диориты; 5 - сиениты, биотит-пироксеновые сиениты; 6 - сиенитовые порфиры, граносиениты, гранит-порфиры, граниты, аплиты; 7 - калишпатовый габбро-порфирит. Остальные обозн. см. на рис.7

Обратимся теперь к соотношению щелочей в отмеченных двух сериях (рис.15). Диаграмма отчетливо иллюстрирует тот факт, что при сопоставимой калиевости (от 1,5 до 6,5%, в среднем 4,5%) породы Мериси резко обеднены оксидом натрия (от 2 до 4,5%, в среднем 3,2%) по сравнению с породами Намонастревы-Чалати (от 2,6 до 6,2%, в среднем 4,4%). Это своеобразие двух типов интрузивных пород еще более усугубляется некоторыми дополнительными петрохимическими соображениями. Так, если в системе альбит-анортит-кальциевый полевой шпат (рис.16) кристаллизация кислых членов завершается в котектических условиях, то иначе обстоит дело в системе кварц-альбит-ортоклаз (рис.17). Основные и средние породы

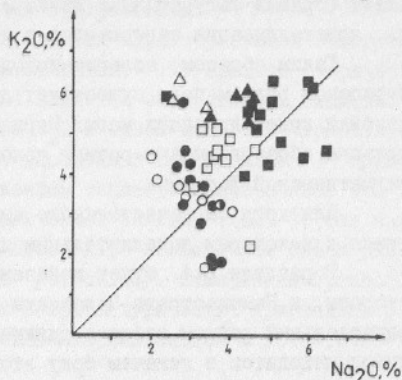


Рис.15. Диаграмма соотношения  $K_2O/Na_2O$  для пород Мерисского, Намонастревы-Чалатского и Кедского интрузивных выходов. Усл.обозн. см. на рис.14

Кедского, Намонастревского и Чалатского выходов начинают кристаллизоваться из расплавов без свободного кремнезема. Завершается же кристаллизация из магм, недогретых относительно котектики. С другой стороны, кристаллизация пород Мериси происходит в совершенно иных условиях. Во-первых, здесь, как уже отмечалось, нет основных пород,

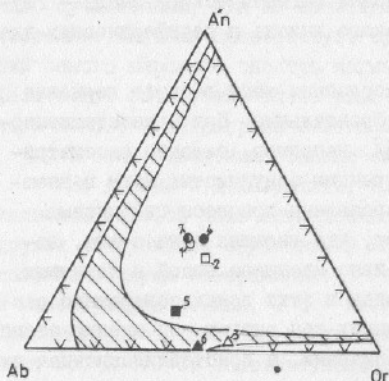


Рис.16. Диаграмма  $Ab - An - Or$  для средних составов интрузивных пород Мерисского (1-3), Намонастревы-Чалатского (4-6) и Кедского (7) выходов. Показано поле котектики в интервале 200-1000 мпа.

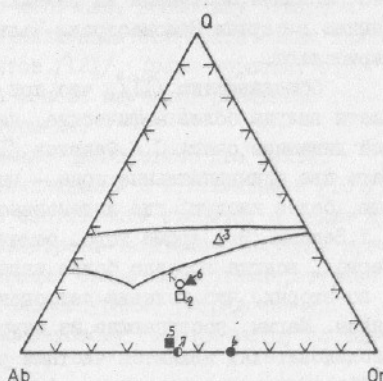


Рис.17. Диаграмма  $Q - Ab - Or$  для средних составов пород Мерисского плутона. Показано поле котектических расплавов в интервале 500-1000 мпа. Усл.обозн. см. на рис.16

во-вторых, средние трехфазные расплавы уже содержат свободный кремнезем (сравни фигуративные точки 2 и 5 на рис.17); наконец, в-третьих, кристаллизация завершается в котектических условиях.

Таким образом, совершенно однозначно можно заключить, что на Мерисском рудном поле существует две различные геодинамические обстановки кристаллизации магм: Мерисский и Намонастрев-Чалатский интрузивы образовались в разных условиях, хотя оба принадлежат единой магматической формации.

Для хотя бы качественного анализа условий петрогенезиса обратимся к некоторым дополнительным данным.

В разделе 2.4. будет показано, что между Мерисским, с одной стороны, и Намонастрев-Чалатским плутонами, с другой, проходит меридиональный разлом взбросо-сдвигового характера, причем Мерисский выход находится в лежащем боку этого разлома. Вертикальная амплитуда взброса точно не установлена, но по некоторым признакам она должна быть не менее нескольких сотен метров. Следует к тому же иметь в виду и структуру пород (порфиroidная и порфировая в Мериси и габбро-диабазовая, монцитовая в Намонастрев-Чалати), которая указывает на более глубокий характер кристаллизации пород Намонастревского и Чалатского выходов по сравнению с Мерисским.

Этим, возможно, и объясняется отсутствие основных пород в Мерисском плутоне, поскольку, во-первых, уровень его эрозийного среза явно более мелок, по сравнению с Намонастрев-Чалатским, а во-вторых, приведенные петрохимические данные свидетельствуют о том, что расплавы поступали из разных частей магматического очага - глубоких в случае Намонастрев-Чалатского выхода и периферических для Мерисского.

Общеизвестно [11], что при расслоении магм в очаге корневые части всегда более мафические, чем фронтальные. При квазистационарной динамике очага С.А.Федотов [105], например, склонен рассматривать две принципиальные зоны - внутреннюю зону чистых магм и внешнюю, более кислую, где интенсивно проявлены процессы гибридизма. К.У.Бернэм [9], кроме того, отмечает, что внешняя зона очага, во-первых, всегда гораздо более интенсивно насыщена водой и летучими, а во-вторых, что условия петрогенезиса в этих зонах совершенно различны. Магмы, поступающие из внутренних зон очагов, по мнению этого исследователя, являются чистыми расплавами, а кристаллизационная их дифференциация регулируется флюидно-магматическим взаимодействием без критических явлений. Совершенно иначе обстоит дело во внешней части очагов, где присутствие свободного кремнезема обуславливает кристаллизацию ранних интрателлурических минералов. Это, с одной стороны, приводит к перераспределению щелочей между флюидом и расплавом с фиксацией натрия во флюиде и калия в магмах, в связи с из-

вестным законом их распределения в трехфазных системах [81], а с другой - в замене двухфазовых систем трехфазовыми.

Общеизвестно, что трехфазные системы характеризуются экстремумом давления. Поэтому, как пишет К.У.Бернэм: "... Процесс вторичного вскипания (резургентного вскипания) является естественным следствием охлаждения расплава, насыщенного  $H_2O$  и одной или более кристаллическими фазами. Суммарная реакция: насыщенный  $H_2O$  расплав  $\rightarrow$  кристаллы + "пар" - происходит с изменением тепла... Более важно, что она происходит с образованием механической энергии ( $PdV$ ), так как объем на единицу массы кристаллов плюс "пар" больше, чем объем равной массы насыщенного  $H_2O$  расплава" [9, с.101]. Отмеченный процесс приводит к ретроградному плавлению интрателлурических кристаллов и к завершению кристаллизации из псевдобинарных систем в котектических условиях.

Приведенные представления логично объясняют как обедненность пород Мерисского плутона натрием и отсутствие в его пределах ультрамафических и мафических членов, так и другие его петрохимические особенности. Если существование ранних интрателлурических кристаллов с их последующим плавлением и поступлением расплавов из периферической зоны магматического очага обуславливает в принципе одноактное формирование Мерисского интрузива, то в Намонастреве-Чалатском плутоне принципиально может существовать несколько фаз внедрения. Очень важно отметить, что такие фазы не будут ограничены, как это считалось ранее, каким-либо единым набором пород, скажем, щелочным либо субщелочным, или же известково-щелочным, поскольку бинарное состояние системы способствует кристаллизации без критических явлений самого широкого спектра магматитов [121]. Таким образом, эти фазы могут быть установлены лишь на основе изучения реального геологического и петрографического материала.

В этом отношении большое значение приобретают два факта.

По данным И.Д.Шавишвили, Р.А.Ахвледiani и И.И.Хмаладзе [107], калиевый полевой шпат пегматоидного биотитового сиенита, а также и других интрузивных образований Намонастреве-Чалатского плутона представлены двумя генерациями: I генерация более высокотемпературная и менее упорядоченная, а II - низкотемпературная, упорядоченная. Температуры становления по двуполевошпатовому геотермометру составляют 650 и 550°C, соответственно.

В доказательство существования по крайней мере двух фаз внедрения, можно привести еще один факт, наблюдавшийся нами на участке Намонастреве. Здесь отмечается кальдерная вулканическая структура [59], прорванная Намонастревским интрузивом. В пограничной зоне присутствует фреатическая брекчия. Она представлена грейзенизированными и сцементированными кварц-турмалин-мусковит-пиритовым агрега-



том обломками, среди которых отмечаются как кварц-серицитовые метасоматиты по туфам, так и слегка грейзенизированные, ранее закристаллизованные породы типа граносиенитов и гранитов. Основная масса части брекчии также содержит более зернистую сиенитовую породу (подробное описание брекчии приводится в главе 8). К выводу о двухфазности Намонастревского интрузива приводят и недавно опубликованные [22] палеомагнитные данные.

Таким образом, Мерисский и Намонастревско-Чалатский интрузивы представляются как родственные, образованные из одного очага, но в-первых, характеризующиеся различной глубиной эрозионного среза, а во-вторых, выкристаллизовавшиеся из принципиально разных частей магматической камеры. Мерисский плутон, по имеющимся материалам, на данном эрозионном срезе можно представить как моногенный, но Намонастревский плутон насчитывает по крайней мере две фазы внедрения.

#### 2.4. Структура Мерисского рудного поля

Тектоническое строение Мерисского рудного поля, в основном, предопределено его расположением в южном крыле широкой, асимметричной Аджарисцкальской синклинали структуры [54]. Кроме того, примерно в центральной части рудного поля проходит меридиональный разлом взбросо-сдвигового характера (см.рис.2), который делит изученный район на западный и восточный блоки с более или менее различными структурами.

В восточном блоке самой северной является Сакаврийская антиклинальная структура (см.рис.2 и 3), ось которой проходит по водоразделу между рр.Аджарисцкали и Акаврета. Складка слегка асимметричная, опрокинута к югу. Кроме того, по нашим данным, северное крыло осложнено синклиналией структуры более высокого порядка. Такое асимметричное строение Сакаврийской структуры вызвано, очевидно, расположенным чуть севернее региональным надвиговым нарушением, речь о котором пойдет ниже.

К югу Сакаврийская антиклиналь сменяется Намонастревской синклиналией структурой (см.рис.2 и 3), ось которой в ущелье р.Акаврета проходит почти параллельно первой. Мульда этой структуры сложена породами нададигенской свиты, несогласно залегающими на адигенской. Данная часть синклинали представляет собой, по-видимому, кальдерную структуру [59].

Южнее Намонастревской синклинали проходит Косла-Тавская антиклиналь (см.рис.2 и 3), к осевой части которой приурочено большинство известных рудопоявлений района. Ось этой структуры на востоке

имеет северо-восточное простирание, а к западу она изгибается в субширотном направлении. Кроме того, на востоке крылья складки более пологие ( $10-20^\circ$ ), к западу же складка постепенно сужается и крылья ее становятся более крутыми ( $25-35^\circ$ ).

Северное крыло Косла-Тавской антиклинали осложнено складками более высокого порядка, которые выделены нами впервые. Это небольшая антиклиналь на севере, сложенная породами адигенской свиты и сменяющая ее к югу синклиналь, которая сложена породами чидильской свиты.

Параллельно, к югу от Косла-Тавской структуры, на Шавшетском хребте проходит Сакондрийская антиклиналь (см. рис. 3).

Западный блок района, как уже было сказано, несколько отличается от восточного. Здесь, на севере, в ущелье р. Аджарисцкали, проходит региональный взбросо-надвиг, севернее которого обнажаются породы адигенской свиты, надвинутые на нададигенскую. Вертикальная амплитуда перемещения, по данным Ш. А. Адамия и др. [1], составляет порядка 1500 м.

К югу от указанного разлома развиты две небольшие структуры - антиклинальная и синклинальная. Последняя, очевидно, представляет собой продолжение аналогичной структуры, частично погребенной под надвинутыми на нее за пределами описываемой территории породами адигенской свиты. Данную складку к югу сменяет антиклиналь, представляющая собой, по-видимому, продолжение Сакаврийской антиклинали. Сложена она также породами адигенской свиты. К югу эта складка сменяется синклинальной структурой, являющейся, в свою очередь, продолжением Намонастревской синклинали.

Описанные выше структуры осложнены многочисленными разномаштабными тектоническими нарушениями; самыми крупными являются уже упомянутый региональный надвиг, проходящий по линии Махунцети-Кеда-Вани и меридиональный левый взбросо-сдвиг, который проходит по линии Сатевзия-Силибаури-Варджаниси и разделяет Мерисскую и Намонастреву-Чалатскую интрузии.

Наличие разлома между Мерисским и Намонастреву-Чалатским интрузивами остается дискуссионным, хотя большинство исследователей склоняется в пользу его существования [41, 45, 89 и др.]. Его присутствие доказывалось рядом косвенных фактов, в частности, оползневыми явлениями в районе с. Силибаури [41, 89], наличием тектонической брекчи в дельте р. Лоднари [89], сменой фаций и т. д. Однако прямых наблюдений разломной зоны с определением элементов залегания и параметров смещения не существовало. Так, по С. Ш. Саркисяну [89], между главными интрузивами рудного поля проходит близмеридиональный разлом неясного характера, на наличие которого указывают зона интенсивной трещиноватости в юго-западном фланге месторождения

Вайо, а также наличие глыбовых тектонических брекчий в делювии р. Лоднари. Однако месторождение Вайо находится на западе в 2,5 км от меридиана с. Силибаури и, таким образом, зона трещиноватости, по-видимому, принадлежит другой разломной зоне. Кроме того, глыбовые брекчии имеют сомнительную тектоническую природу, на что указывал еще в 1969 году И.И. Хмаладзе и, по нашему мнению, они представляют собой отложения надпойменной палеостеррасы р. Лоднари.

Упомянутая разломная зона, мощностью около 150 м, обнаружена нами в ущелье р. Акаврета. Зона представлена сильно дробленными и пропилитизированными, вплоть до отдельных монокварцевых блоков, породами адигенской свиты. Трещиноватость развита по двум ортогональным системам, наклоненным к границе зоны под углом падения  $45^{\circ}$ . Разломная зона четко фиксируется на фоне слабоизмененных вмещающих пород. Простирается она строго в меридиональном направлении, падая на восток под углом порядка  $50-55^{\circ}$ .

В разломной зоне вскрыты более мелкие тектонические нарушения, явно наложенные и пересекающие зону со смещениями не более 10-20 м.

Второй выход этой разломной зоны картируется на дороге от с. Мериси к с. Чалати у поворота в ущелье р. Лоднари. Здесь разломная зона, в которой развита та же система ортогональной трещиноватости, пересекает крайне восточную периферию Мерисского плутона. Интересно отметить, что в пределах зоны, следующей по ущелью р. Лоднари, развиты оперяющие мелкие нарушения, субпараллельные вышеописанным. Непосредственно на описываемом участке отмеченные нарушения вмещают дайку бостонитового состава.

Третий выход разломной зоны фиксируется севернее с. Силибаури, у дороги Мериси-Намонастреви. Здесь субпараллельно зеркалам скольжения как самого разлома, так и оперяющих его более мелких нарушений, развиты постоянно возобновляющиеся оползневые явления.

Таким образом, вышеописанная меридиональная разломная зона представляется долгоживущей системой сложнопереплетающихся нарушений со смещением на север восточным блоком примерно на 1,5 км. Весьма важно отметить, что в пределах разломной зоны развита как ортогональная система трещиноватости, так и субпараллельные ей мелкие тектонические нарушения, часто вмещающие дайки различного состава. Эти оперяющие сбросо-сдвиги нигде за пределы разломной зоны не выходят.

Кроме указанных выше разломов, в исследованном районе имеются дизъюнктивы и более высокого порядка, не говоря уже о мелкоамплитудных разломах и разломных зонах, развитых на всех рудопроявлениях и представляющих интерес с точки зрения рудной минерализации. Большинство из этих разломов, а также системы трещиноватости, были детально описаны ранее [ЗІ, 45 и др.], мы же коснемся лишь некоторых из них в главах, посвященных геологии месторождений.

### ГЛАВА 3. ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ МЕДНО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО ОРУДЕНЕНИЯ МЕРИССКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Явление зонального строения рудных полей и узлов известно с давних времен, однако современные представления о зональности зародились в 20–30 годы нашего столетия, когда повсеместно обсуждалась известная полемика между С.С.Смирновым [93] и В.Х.Эммонсом [114]. Последний, как известно, зональное расположение различных по составу постмагматических месторождений вокруг родоначальных плутонов рассматривал как результат закономерного изменения состава рудоносного флюида. В противоположность этому С.С.Смирнов зональность в распределении постмагматических месторождений считал следствием последовательного ("пульсационного") отщепления от магм различных по своему составу гидротермальных растворов. Позднее Д.С.Коржинский [51], подвергнув обе эти схемы сомнению, предложил взамен представление о рудной зональности, обусловленной взаимодействием рудоносного раствора с вмещающими породами.

Ю.А.Билибин [10] первым показал, что зональность может быть прямой при прогрессивном развитии рудообразовательного процесса, или обратной, когда оруденение формируется ретроградно. Д.В.Рундквист и И.Я.Неженский [86] при этом утверждают, что в первом случае вокруг плутонов образуется центробежный тип зональности, а во втором – центростремительный.

Между тем, в последнее время начал накапливаться обильный геологический материал, показывающий, что на всех таксономических уровнях проявления зональности [91] – металлогеническом, региональном и локальном – могут наблюдаться существенные отклонения от генерального тренда. Такие случаи описаны Г.А.Твалчреидзе [101] для зональности металлогенической и А.С.Лапуховым [57] для локальной зональности рудных тел. Интересно отметить, что последний показал неоднократное воспроизведение отдельных элементов зональности в вертикальном разрезе месторождений и назвал этот тип зональности "ритмичным". В дальнейшем ритмичная локальная зональность неоднократно описывалась в литературе, в том числе и нами на примере месторождений Мерисского рудного поля [62]. Заинтересовавшись этим вопросом вплотную, мы попытались выяснить, не намечается ли определенная ритмичность и в распределении типов месторождений и рудопроявлений на Мерисском рудном поле, которое многими исследователями приводится в качестве примера проявления классической региональной зональности.

Мерисское рудное поле включает месторождения Вараза, Оболю-

Канлы-Кая, Вайо, Учамбо и целый ряд рудопроявлений - Намонастреви, Сурнали, Годердзисцкали, Цкалцитела, Цкалбокела, Верхнала, Велибури, Саджогия, Салона (см.рис.2) и ряд других.

В настоящее время связь оруденения Мерисского рудного поля с означенным интрузивным магматизмом почти ни у кого из работавших здесь геологов не вызывает сомнения [20,29,40,42,89,100 и др.]. Такое представление, кроме указанной пространственной связи, базируется на ряде дополнительных косвенных фактов: 1) как рудные, так и интрузивные тела рассекают все свиты вмещающих пород, за исключением верхов нападигенской свиты; 2) результаты геохронометрических измерений абсолютного возраста K-Ar методом, произведенные как для интрузивных пород, так и для околорудных гидротермально-измененных образований Мерисского рудного поля, свидетельствуют об их синхронности [84,85]; 3) наблюдается определенная зональность в распределении рудной минерализации вокруг выходов интрузивных пород; 4) сходство комплексов примесей (бериллия, галлия и др.) в интрузивных породах и рудах [71]. В комплексе выше факты с большой долей вероятности свидетельствуют о генетической связи гидротермальной минерализации с интрузивной магматической деятельностью.

Среди месторождений и рудопроявлений медно-полиметаллической формации Мерисского рудного поля по преобладанию тех или иных основных рудных компонентов выделяются три субформации или минеральных типа: а) кварц-пиритхалькопиритовая прожилково-вкрапленного морфологического типа, представленная на месторождении Учамбо; б) жильная кварц-халькопирит-галенит-сфалеритовая (Вараза, Оболо-Канлы-Кая, Саджогия, Салона, Цкалцитела, Цкалбокела, Верхнала, Велибури, Годердзисцкали, Сакени), являющаяся основным типом оруденения Мерисского рудного поля и в) барит-карбонат-сфалерит-галенитовая, морфологически представленная зонами минерализации (Вайо, Сурнали, Водораздельное) [74].

Существует мнение, что в локализации жильного медно-полиметаллического оруденения ведущую роль играли структурные факторы. В пространственной ориентировке рудовмещающих трещин были выделены четыре основные системы, которые, очевидно, сопряжены со складчатостью.

Рудные жилы в основном имеют четковидную форму с раздувами, достигающими 3 м по мощности. Пережимы жил, как правило, заканчиваются "глинистыми проводниками" [74].

Жилы часто ветвятся на быстро выклинивающиеся тонкие прожилки, которые иногда вновь сливаются с основной жилой [74]. По простиранию некоторые жилы прослежены на 1000-1200 м, а по падению - на 200-350 м. В большинстве случаев рудные жилы характеризуются четкими, гладкими зальбандами, фиксируемыми зеркалами скольжения и гли-

нкой трения. С глубиной некоторые жилы теряют ясные зальбанды и постепенно переходят в минерализованные зоны с прожилково-вкрапленным оруденением<sup>1</sup>.

Жильные медно-полиметаллические рудные тела локализованы вокруг Мерисского и Намонастрев-Чалатского интрузивов; большинство из них расположено к югу от интрузивных выходов, в ореоле серицитизации либо в незначительном удалении в фоновом пропицитизированных верхне- и среднеэоценовых вулканитах. Рудные тела расположены на расстоянии от 1,0 (Сурнали) до 3,5 км (Саджогия) от контакта интрузивов. В среднем, наиболее часто оруденение встречается на расстоянии 2,5 км.

Определенная, не четко выраженная зональность в распределении типов минерализации на Мерисском рудном поле усматривалась давно [74, 89 и др.]. В частности, С.Ш.Саркисян [89] вокруг гипотетического фокуса зональности, расположенного эксцентрично относительно выходов интрузивных пород, в районе с.Чалати, выделяет три концентрические зоны: медно-цинковую, цинково-свинцовую и свинцово-цинковую. Согласно В.Р.Надирадзе и др. [74], в экзоконтактах и апикальных частях развиты пегматиты и грейзены с редкометалльным (молибден-оловянным) оруденением; близ интрузивов встречается преимущественно медное, а в удалении от интрузивов — медно-полиметаллическое оруденение, еще дальше располагаются свинцово-цинковые с баритом объекты.

Другие исследователи отмечают в распределении типов оруденения на Мерисском рудном поле слабоконтрастную зональность [42, 55]. Существует мнение и об отсутствии первичной зональности в распределении месторождений [8].

Мы совместно с А.Г.Твалчредидзе [95] попытались исследовать зональность в распределении типов оруденения вокруг Мерисского и Намонастрев-Чалатского выходов, используя соотношение главных рудных элементов. В частности, для определения медного или полиметаллического профиля оруденения в качестве индикатора зональности был применен логарифм отношения запасов меди к суммарным запасам свинца и цинка ( $\lg \frac{\text{зап. Cu}}{\text{зап. Pb} + \text{Zn}}$ ) каждого объекта. Такое отношение, как известно, наиболее контрастно характеризует ведущий профиль полиметаллических руд.

На рис.18 показано изменение индикатора зональности в зависимости от удаления месторождений от некоторой линии, проведенной через точки проекции на горизонтальную плоскость средневзвешенных (для каждого поперечного сечения) центров выходов плутонов (см.

<sup>1</sup> Такой факт описан для месторождения Оболю-Канлы-Кая по данным буровых скважин [33, 76].

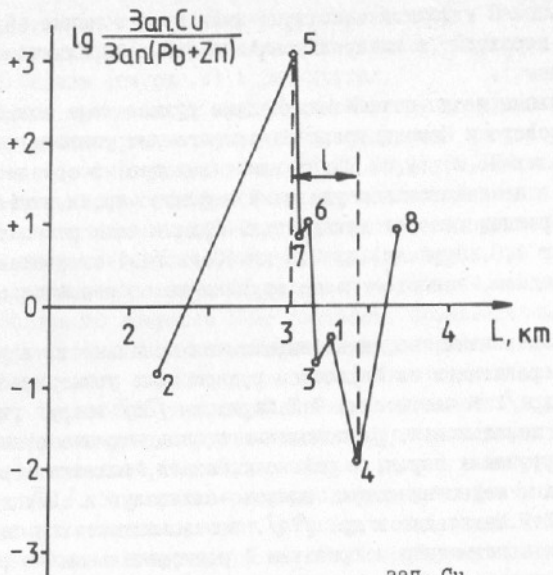


Рис.18. График зависимости  $\lg \frac{\text{зап. Cu}}{\text{зап. Pb+Zn}}$  от расстояния до медианы интрузива ( $L$ ). Показан шаг зональности ( $l$ ). Цифрами на графике обозначены месторождения: 1 - Вайо; 2 - Сурнали; 3 - Годердзисцкали; 4 - Велибури; 5 - Верхнала; 6 - Цхалбокела; 7 - Вараза; 8 - Оболо-Канлы-Кая

рис.2). Таким образом, в первом приближении выбранная линия, относительно которой определяется положение рудных тел в зональном ряду, представляет собой медиану сложной геометрической фигуры, определяющей контуры плутонов. Как видно из рис.18, представленная зависимость носит ярко выраженный периодический (ритмичный) характер. Шаг такой зональности (среднее расстояние между объектами, максимально обогащенными медью, с одной стороны, и свинцом и цинком, с другой, или исходя из алгебраических соображений, половина длины волны гармонической функции) составляет примерно 400 м.

Таким образом, на Мерисском рудном поле региональная зональность в распределении меди относительно суммы свинца и цинка носит явно периодический, волнообразный характер. Это, в частности, находит подтверждение и в ряде фактов: например, на месторождении Вараза имеются две параллельные рудные жилы, расстояние между которыми не превышает сотен метров, а разница в уровне эрозии не более 10-20 м; тем не менее, одна жила (III) имеет явно более меднорудный профиль по сравнению со второй (IV).

Ритмичный тип региональной зональности пока еще не исследован. Единственным намеком на возможность его существования является статья А.Н.Барышева [6] о т.н. "колчеданном шаге", в которой показано наличие определенных расстояний в геологических структурах между отдельными месторождениями. Однако в случае "колчеданного шага" мы имеем дело с ритмичностью тектонических структур, контролирующей размещение оруденения. Такая ритмичность или волнообразность вызвана, по-видимому, интерференцией полей напряжения. Но в нашем случае структурный фактор не может объяснить ритмичность в распределении металлов и, следовательно, в изменении физико-химических параметров рудоносного раствора. Литологический фактор исключается ввиду того, что вмещающие породы Мерисского рудного поля представлены практически монотонными вулканитами (см. раздел 2.3).

Генезис данного типа зональности мы попытаемся рассмотреть ниже, после обсуждения фактических материалов по локальной зональности.

#### ГЛАВА 4. ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ МЕДНО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Все медно-полиметаллические месторождения и рудопроявления Мерисского рудного поля, как уже отмечалось, состоят из серии субпараллельных жильных рудных тел, некоторые из которых, как принято считать [45,74], [41] с глубиной переходят в прожилково-вкрапленный тип оруденения. К этому морфологическому типу относятся эксплуатировавшиеся в начале века месторождения Вараза, Оболю-Канлы-Кая, Вайо и целый ряд рудопроявлений. Здесь эти руды описаны на примере месторождения Вайо и Вараза.

Месторождение Вайо расположено на южной окраине одноименного села. Примерно в километре к юго-востоку от него находится незначительное рудопроявление - Водораздельное, а еще через километр в том же направлении, в ущелье р.Сурналисцкали (правый приток р.Акаврета) расположено рудопроявление Сурнали (рис.19). Все эти рудные объекты локализованы в верхнеэоценовых (нададигенская свита) вулканогенно-осадочных породах, в северной периферии Мерисского плутона.

Оруденелый участок представлен антиклинальной и примыкающей к ней с юга пологой синклиальной складкой. Структуры эти имеют северо-восточное простирание, как, впрочем, и все описанные в предыдущих главах пликативные структуры Мерисского рудного поля.

Разломные зоны, вмещающие оруденение, имеют субширотное направление и прослеживаются на расстояние в 500-150 м по простиранию.



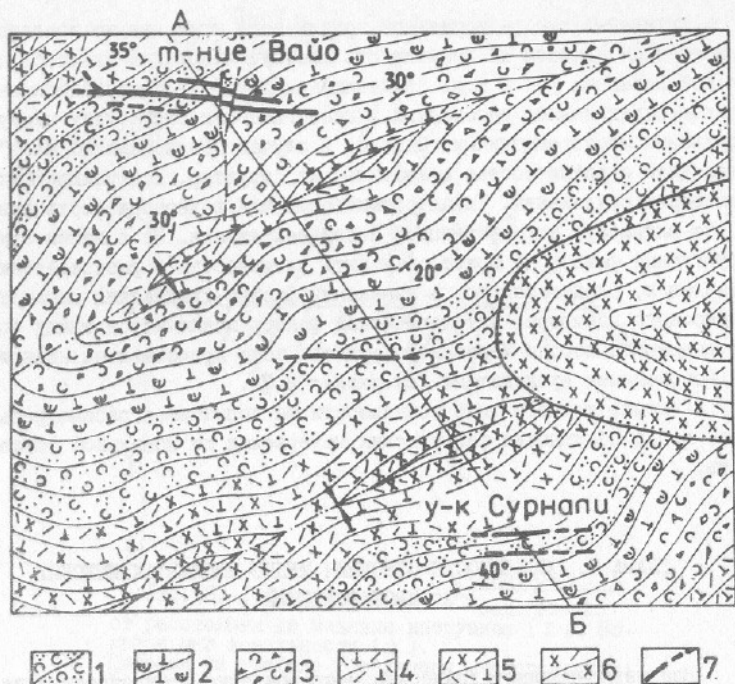


Рис.19. Структурно-литологическая схематическая карта месторождения Вайто и рудопроявлений Водораздельное и Сурнали. Составлена автором с использованием данных Т.Н.Месхи и др., 1971 г.  
 1 - пачка тонкообломочных туфов и туффитов; 2 - пачка литокристаллокластических трахиандезитовых туфов; 3 - пачка средне- и грубообломочных туфобрекчий; 4 - лавы трахибазальтовые; 5 - лавы трахиандезитовые; 6 - лавы трахиандезитовые; 7 - рудные зоны. Остальные обозн. см.на рис.4

Они под острыми углами пересекают оси складчатых структур, кулисообразно сменяют друг друга в южном направлении и падают на юг под крутыми углами (рис.20).

Жильные тела характеризуются однотипным барит-карбонат-сфалерит-галенитовым оруденением [74].

Основной рудо локализирующей структурой месторождения является мощная (до 250 м) зона дробления и интенсивной трещиноватости. Зона эта имеет близширотное простирание и изменчивые (от 60 до 85°) углы падения на юг. По простиранию она прослежена более чем на 500 м. С севера и юга зона ограничена тектоническими швами. В целом северный граничный разлом выполнен глиной трения и по сравнению с южным характеризуется более крутыми углами падения, что обуславливает уменьшение мощности зоны в верхних горизонтах (рис.21).

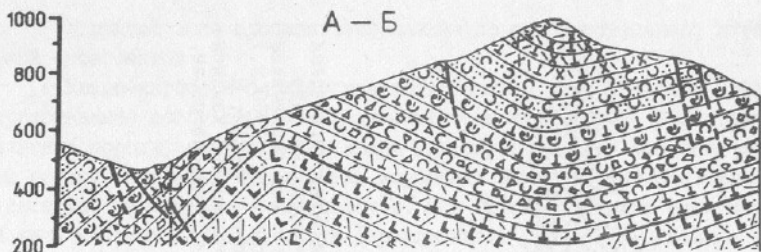


Рис.20. Разрез через месторождение Вайо, рудопроявления Сурнали и Водораздельное по линии А-Б.  
Усл.обозн. см. на рис.19

Субмеридиональными явно пострудными нарушениями сбросового характера рудная зона разбита на ряд блоков. Межблоковое перемещение оценивается в 10-50 м.

Зажатый между упомянутыми выше двумя близширотными разломами блок пород подвергнут интенсивному гидротермальному изменению серицитолитовой фации [28,29]. Серицитолиты образованы за счет пропилитизированных трахиандезит-базальтовых и трахиандезитовых средне- и мелкообломочных туфов. Макроскопически это темные зеленовато-серые, среднезернистые, литокристаллокластические туфы с хорошо выраженной слоистой текстурой. Кластический материал имеет размер от 1 до 0,1 см, количество обломочного материала в общем объеме породы - 60-70%. Цемент хлоритизирован. Наиболее крупные обломки представлены породой типа андезита, наиболее мелкие - ортоклазом. Вкрапленники плагиоклаза альбитизированы, слегка серицитизированы, изредка скаполитизированы. Порода умеренно (3-5%) карбонатизирована и пиритизирована. Мелкозернистый пирит (0,01-0,05 мм) равномерно рассеян как по цементу, так и в обломках. Иногда он слегка лимонитизирован.

Описанные выше туфы содержат отдельные маломощные (от 2 до 15 см) прослои мелкозернистых туффитов. По сравнению с туфами они более интенсивно карбонатизированы, хлоритизированы; встречаются отдельные метакристаллы вторичного кварца. Порода импрегнирована гидрокислами железа. Прослои туффитов собраны в отдельные ритмичные пачки мощностью до 1 м. Эти пачки переслаиваются с отмеченными выше туфами, а в верхних горизонтах разреза начинают вытеснять их. Вниз же по разрезу туфы приобретают более грубозернистый характер, переходя в среднеобломочную (обломки до 1,0-1,5 см) туфобрекцию, которая еще ниже сменяется лавовыми покровами.

Таким образом, туфы, вмещающие оруденение, подверглись до гидротермального изменения региональной пропилитизации альбит-хлоритовой фации, что было отмечено впервые В.И.Гугушвили [28,29].

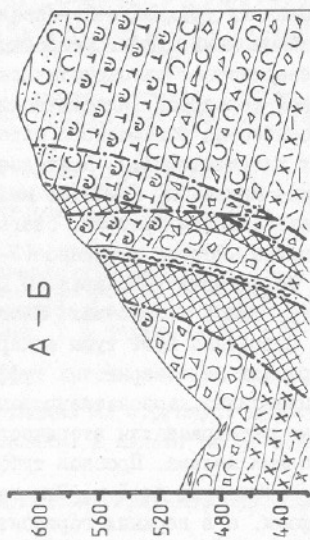
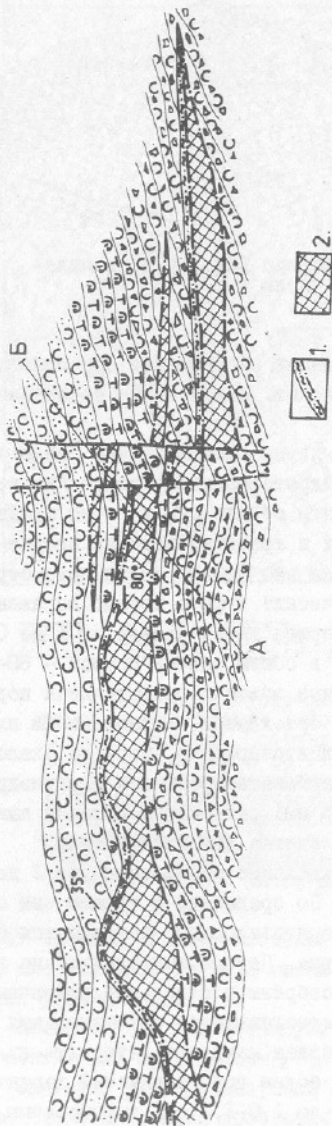


Рис. 21. Структурно-литологическая  
 схема и разрез месторождения Вейо  
 (составлена автором с использованием  
 данных М.Н. Джаларидзе и др., 1968 г.).  
 1 - приразломная глина трения; 2 -  
 рудоёмкая гидротермально изменен-  
 ная зона дробления. Остальные обозн.  
 см. на рис. 19

В рудной зоне пропилитизированные породы претерпевают интенсивный метасоматоз.

Кварц-карбонат-серицитовые метасоматиты месторождения Вайо представляют собой серовато-белые, местами желтоватые, в основном плотные породы, состоящие из кварц-гидромусковитовой основной массы, на которую наложена последующая карбонатизация. Реликтовая туфовая текстура, как правило, отсутствует. Вся порода содержит равномерную и лишь местами агрегированную вкрапленность пирита, в основном октаэдрической; пентагондодекаэдрической, а также комбинированной огранки. Размер зерен редко превышает 0,5 мм.

На рис. 22 показан баланс вещества при кварц-серицитовом метасоматозе. Как видно, мы имеем дело практически с классическим преобразованием химизма пород, когда на фоне последовательного привноса кремнезема, оксидов трехвалентного железа (частично за счет окисления двухвалентного) и калия, наблюдается вынос всех прочих породообразующих элементов.

При изучении кварц-серицитовых метасоматитов месторождения Вайо нами были замечены своеобразные текстуры, представляющие собой скопления сфероидальных выделений жильных минералов — преимущественно кварца и гидрослюда в кварц-серицит-карбонат-пиритовой основной массе. Эти образования классифицированы нами как "шариковые текстуры" [61].

Происхождение шаровидных выделений в общей массе породы полемично, но обычно трактуется как следствие динамотермального метаморфизма [49, 129], поскольку до настоящего времени шариковые текстуры были описаны исключительно в сильно метаморфизованных месторождениях. Однако, обнаружение аналогичных текстур в постэоценовых гидротермально-измененных породах, явно не несущих признаков метаморфизма, заставляет предположить иной механизм формирования данной текстуры.

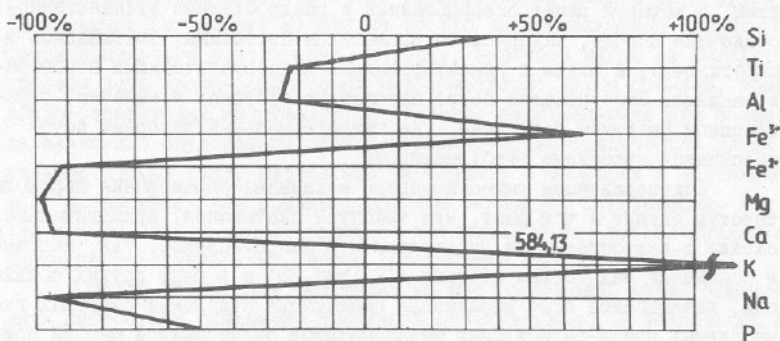


Рис. 22. Диаграмма баланса вещества при кварц-серицитовом метасоматозе на месторождении Вайо.

"Шариковая" текстура пород наиболее четко выражена на периферических участках зоны, особенно вблизи граничных разломов. Здесь в кварц-серицит-карбонат-пиритовых метасоматитах встречаются округлые выделения кварца, состоящие из двух-трех зерен, окруженных тонкой, различной лишь под микроскопом серицитовой оболочкой. Размер таких шариков колеблется от 0,2 до 3 мм. Основная масса породы состоит из аналогичных по строению мелких образований различной формы и ориентировки, внешне сходных с раскристаллизованным стеклом или фьямме псевдогнимбритов [64]. Они имеют, в основном, плавные, но извилистые границы и создают агрегаты явно флюидального строения. Ближе к центральной части рудной зоны количество шаровидных выделений уменьшается, начинают преобладать неправильные, удлиненные, спутанные образования, форма которых подчеркивается оболочкой мелкочешуйчатого агрегата, состоящего, согласно рентгенометрическим исследованиям, из мусковита и гидрослюда. Как правило, двуслойная оболочка этих образований сложена симметричными, противоположно направленными чешуйками серицита. Между означенными слоями присутствует тончайший капилляр, выполненный мельчайшими зернами глинистого мнерала.

С первого взгляда можно подумать, что описанные шариковые выделения являются реликтами первичного материала. Такой точке зрения, однако, противоречат: 1) отсутствие реликтовых минералов вулканических пород; 2) четко зональное строение шаровидных выделений с глинисто-гидрослюдистой явно "метасоматической" оболочкой; 3) четко фиксированное положение зоны метасоматитов с шариковыми текстурами относительно залбандов рудных жил; 4) наконец, принципиальное сходство в составе породообразующих минералов в шаровидных выделениях и в их "цементе". Нам представляется, что образование "шариковой" текстуры в кварц-серицитовых метасоматитах месторождения Вайо произошло благодаря наличию своеобразной напорной гидротермальной системы, в которой ранее окварцованные и раздробленные вулканогенно-осадочные породы, находясь во взвешенном состоянии, окатывались и округлялись, а затем и цементировались метасоматическими новообразованиями. Этот процесс более интенсивно протекал в лежащем, ограниченном разломом боку зоны, где гидротермальный напорный поток осложнялся явлениями турбулентности.

Подтверждением вышеописанного механизма образования шариковых текстур служит и тот факт, что текстуры окатывания, принципиально схожие с вышеописанными, проявлены и в макромасштабе. Так, например, в обнажении над устьем штольни №12 (рис. 23) и в ряде других обнажений, наблюдается ясно выраженная цементация отдельных округлых глыб массивных кварц-серицитовых метасоматитов более рыхлой массой принципиально того же состава, но с явно выраженной флюидальной макротекстурой.

На описанные кварц-серицитовые метасоматиты наложена жильная полиметаллическая (кое-где с баритом) минерализация, которая характеризуется своеобразной минералогией жильных минералов. В.И.Гугушвили склонен рассматривать последние в качестве продуктов наложенного метасоматоза. По его словам: "... околорудные метасоматиты этих жил трудно причислить к той или иной фации, так как околорудный метасоматоз на этом участке проявился как в интенсивной карбонатизации, так и в значительной сколитизации и окварцевании. Примечательно также значительное замещение пород каолинитом, монтмориллонитом, гидрослюдай, интенсивная пиритизация и некоторая хлоритизация" [28, с.120]. Нами обнаружен также и тальк. Следует отметить, однако, что упомянутые жильные минералы не распространяются за пределы зальбандов рудных жил и, скорее всего, представляют собой продукты рудоотложения, но не синрудного метасоматоза. Околожильная же фация метасоматитов, явно предшествующая рудоотложению, представлена вышеописанными серицитолитами.

В пределах рудоносной зоны месторождения Вайо оруденение представлено, в основном, серией маломощных жил, которые, имея близширотное простирание ( $250-310^{\circ}$ ), протягиваются вдоль описанной зоны кварц-серицитовых метасоматитов, кулисообразно сменяя друг друга (исключение составляют некоторые быстро выклинивающиеся апофизы субмеридионального простирания, которые, впрочем, нигде не выходят за пределы зоны кварц-серицитовых метасоматитов. Таким образом, зона кварц-серицитовых метасоматитов является рудовмещающей для полиметаллического оруденения). Кварц-карбонат-полиметаллические линзы и жильные рудные тела, постепенно уменьшаясь в мощности и выклиниваясь, замещаются, как правило, ореолом безрудной пиритизации. Как эти ореолы, так и рудные тела, от вмещающих пород всегда бывают ограничены тектоническими, четко выраженными плоскостями [41].

Син- и пострудная тектоника на месторождении, кроме отмеченных двух поперечных разломов, проявлена незначительно. В нескольких случаях наблюдается незначительное смещение как безрудной зоны, так и

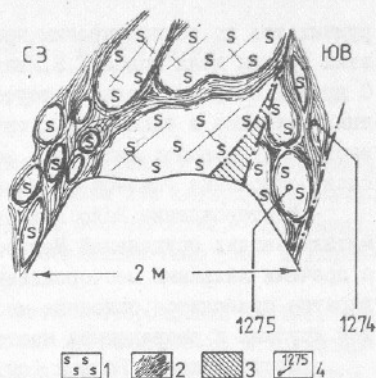


Рис.23. Зарисовка устья штольни №12 месторождения Вайо. 1 - массивные кварц-серицитовые метасоматиты; 2 - кварц-серицитовые метасоматиты с флюидалной текстурой; 3 - приразломная глина трения с убогим галенит-сфалеритовым оруденением; 4 - места отбора образцов и их номера. Остальные обозн.см. на рис.2

рудных тел по тектоническим трещинам. Интенсивная минерализация этих трещин дала повод Т.В.Иваницкому считать их внутрирудными [41]. С другой стороны, полное отсутствие в этих нарушениях сульфидов цветных металлов и типоморфных жильных минералов полиметаллических руд заставляет предположить, что заложение этих трещин имело место явно после отложения главной массы продуктивного эндогенного вещества.

Месторождение Вайо является типоморфным представителем полиметаллических оруденений Мерисского рудного поля. Для его сравнения с прочими жильными месторождениями Мерисского рудного поля, ниже вкратце приводится описание месторождения Вараса, одного из наиболее крупных и разведанных месторождений изученной территории.

Месторождение Вараса (см.рис.2) локализовано в южной периферии Намонастреви-Чалатского плутона в вулканогенно-осадочных породах чидильской и нагваревской свит. На месторождении в настоящее время известно более десятка кварцево-рудных жильных тел восточно-северо-восточной ( $10-70^{\circ}$ ), близширотной и, в меньшей степени, близмеридиональной ориентировки. Падение жил юго-восточное, крутое, от  $65^{\circ}$  до вертикального (исключение составляют лишь отдельные жилы с крутым падением на северо-запад).

Жилы имеют преимущественно четковидную форму: раздувы, мощностью иногда до 3 м, чередуются с безрудными пережимами, выполненными глиной трения. Средняя мощность жил составляет 0,5-0,6 м. Они часто разветвляются на быстро выклинивающиеся тонкие прожилки, которые через несколько метров вновь сливаются с основной жилой. В большинстве случаев жилы обладают четкими зальбандами с гладкими стенками и зеркалами скольжения [74]. В целом ряде случаев жилы пересекаются небольшими внутрирудными тектоническими трещинами, которые, в отличие от Вайо, в большинстве своем рудоносны [41].

Текстура руд преимущественно прожилково-вкрапленная, атакситовая, брекчиевая и полосчатая. Оруденение медно-полиметаллического профиля.

Приведенный фактический материал свидетельствует, что месторождение Вайо, несмотря на свое определенное морфологическое отличие от типичных жильных месторождений Мерисского рудного поля, принадлежит к тому же типу, что и остальные месторождения (Вараса, Обо-Канлы-Кая и др.). Некоторое "своеобразие" месторождения объясняется дорудной тектоникой и "историей развития" рудомещающей зоны. Так, по данным В.И.Гелеишвили [20], своеобразие это связано с физико-механическими свойствами пород нападигенской свиты, в которой, в отличие от нижележащих свит, оруденение локализуется в тектонических разломных зонах, а не в сколовых трещинах и трещинах отрыва.

О некоторых других схожих особенностях месторождений Мерисского рудного поля речь пойдет ниже.

## 5.1. История вопроса

Под локальной зональностью рудных тел принято обычно понимать [90] изменение в пространстве (в вертикальном или латеральном сечениях) типов руд, их текстурно-структурных особенностей, содержаний главных и сопутствующих элементов, а в последние годы [92] и элементов-примесей рудослагающих минералов.

Отдельные наблюдения по зональности месторождений имелись еще в первых трактатах и сводках Г.Агриколы, М.В.Ломоносова и др. Однако современные представления о локальной зональности рудных месторождений были заложены лишь в первой половине XX века трудами Дж. Сперра [128], В.Х.Эммонса [114], С.С.Смирнова [93] и Ч.Парка [126]. Согласно исследователям американской школы геологов, зональность в общем случае симметрична путям миграции рудоносных растворов и обусловлена падением температуры последних с кристаллизацией минералов в последовательности, обратное пропорциональной произведениям их растворимости.

Большой популярностью пользовалась известная схема В.Х.Эммонса [114], в которой была предпринята попытка реконструировать идеальную жильную систему от кровли батолита до поверхности земли.

Параллельно этим исследованиям в СССР развивалось и иное направление, т.н. "пульсационная гипотеза зональности", теоретически обоснованная С.С.Смирновым [93], который зональность рудных районов, полей и месторождений связывал с пульсационным отщеплением от родоначальных магм принципиально отличных по химическому составу порций гидротермальных растворов. Гипотеза эта была положена советскими геологами в основу идей о прерывистом, пульсационном поступлении рудоносных растворов.

В дальнейшем, однако, на примере жильных полиметаллических месторождений Ю.А.Билибин [10] показал, что наряду с пульсационной зональностью месторождений существует и зональность В.Х.Эммонса, "зональность отложения" по Ю.А.Билибину, присущая конкретным рудным телам и связанная с закономерной сменой в пространстве минералов в пределах единого парагенезиса. В противовес температурной зональности В.Х.Эммонса и пульсационной С.С.Смирнова, Ю.А.Билибин зональность отложения рассматривал как функцию "физико-химических особенностей отложения различных минералов из одного и того же рудоносного раствора" [10, с.86]. Физико-химическое направление в анализе зональности получило дальнейшее развитие в работах Д.С.Коржинского, А.Г.Бетехтина, Н.И.Наковника, С.И.Набоко, А.А.Беуса, В.А.Жарикова, А.А.Маракушева и многих других.



Таким образом, к концу пятидесятих годов нашего столетия совершенно четко наметилось два типа зональности: стадийная или пульсационная и "зональность отложения".

Несколько иные представления еще в 1957 году были сформулированы В.И.Смирновым [90], который наметил 6 типов эндогенной зональности, объединив их в два класса: 1) зональность I рода, или стадийную и 2) зональность II рода, или фациальную. Таким образом, понятие зональности рудных тел, возникающей спонтанно при рудоотложении, было резко расширено. Сходных представлений о более широкой трактовке фациальной зональности придерживался и Н.Кутина [122]. На I учредительном симпозиуме Международной ассоциации по генезису рудных месторождений (МАГРМ), состоявшемся в Праге в 1963 году, эти два типа зональности было предложено называть, соответственно, полиасцендентным и моноасцендентным [123].

Уже в отмеченные годы Х.Барнс [111] показал, что только падение температуры не в состоянии объяснить многие черты моноасцендентной зональности. Большое значение, по данным этого исследователя, приобретают типы комплексных соединений металлов в гидротермальных растворах, а также кислотность-щелочность последних.

Дальнейший многоплановый комплексный физико-химический анализ показал, что очень многие имманентные термодинамические факторы, а также внешние геологические условия способны самым коренным образом влиять на характер моноасцендентной зональности. В своем фундаментальном обобщении Д.О.Онтоев [78] в качестве таких факторов назвал: 1) геологические (влияние литологического состава вмещающих пород, изменение характера тектонических деформаций, изменение физико-механических свойств рудовмещающих пород, смешение ювенильных флюидов с вадозными водами) и 2) физико-химические (изменение кислотности растворов, эволюция их окислительного потенциала, устойчивость комплексных соединений, изменение активностей катионов и анионов в процессе рудогенеза и т.д.). Вместе с тем, совершенно неясным оставался следующий вопрос: почему же на фоне столь пестрой гаммы потенциальных факторов зональности на однотипных месторождениях с назойливым постоянством воспроизводится сходный тип зональности? Например, Д.И.Горжевский и его соавторы [25] на всех полиметаллических жильных месторождениях СССР различают всего два типа вертикальной зональности.

Этот геологический парадокс Л.Н.Овчинников [76] предложил объяснить стандартными свойствами гидротермальных флюидов и одинаковыми тенденциями их эволюции.

Таким образом, к началу восьмидесятых годов все достижения равновесной термодинамики были использованы для окончательного становления теории направленной моноасцендентной зональности.

Не успели, однако, эти представления окончательно оформиться, как новым стимулом для развития теории зональности послужили некоторые парадоксальные геологические факты. Так, В.В.Богацкий [12] показал волнообразное распределение в вертикальном разрезе жильных месторождений рудных столбов. В.А.Нарсеев [75] продемонстрировал такое же колебательное распределение пробности и содержания золота на месторождениях золото-кварцево-малосульфидной формации. Аналогичная картина получена В.А.Коваленкером и В.Г.Рыбаловым [50] для вертикальной зональности рудных тел Кочбулакского месторождения, причем ритмичность тут намечается как в распределении минералов и основных рудных элементов, так и в распределении элементов-примесей и изотопов серы.

Как отмечают А.Г.Твалчрелидзе и Д.В.Патаридзе [98], "...явления ритмичности показателей зональности были описаны намного ранее. Так, Ю.А.Билибин (1951), изучая распределение металлов на жильных полиметаллических месторождениях, неоднократно отмечал наличие свинцовых рудных столбов гипсометрически ниже цинковых, но это явление он объяснял обратной зональностью отложения" (с.26). Вообще, традиционно поведось, что любые отклонения от генерального линейного тренда зональности считались случайными явлениями, незначительными флюктуациями [83] и не учитывались при геолого-генетических реконструкциях. Лишь в трудах А.С.Лапухова [57 и др.], впервые было уделено пристальное внимание этому явлению.

## 5.2. Зональность месторождений Мерисского рудного поля

Определенные черты ритмичной зональности присущи практически всем жильным полиметаллическим месторождениям, вне зависимости от их генетической природы, характера рудовмещающих пород, особенностей тектоники и т.п. Поэтому неудивительно, что аналогичная ритмичная локальная зональность обнаружена нами совместно с А.Г.Твалчрелидзе [62] на жильных медно-полиметаллических месторождениях Мерисского рудного поля.

Наличие определенной локальной зональности на месторождениях Мерисского рудного поля усматривалось достаточно давно. Так, Т.В.Иваницким и Е.К.Везиришвили в 1955 году исследована вертикальная зональность некоторых жил месторождения Вараза на предмет распределения в них меди, свинца и цинка. Авторами отмечается возрастание содержания меди и уменьшение содержания свинца и цинка на нижних горизонтах месторождения и подчеркивается, что зональность является первичной, связанной с процессом рудоотложения. В дальней-

шем на наличие вертикальной и латеральной зональности на месторождениях Мерисского рудного поля. Исследования вели С.Ш.Саркисян [89], В.Р.Надирадзе и др. [74]. Специализированные исследования рудной зональности были предприняты М.Д.Купарадзе [55], который пришел к выводу об отсутствии четко выявляемой зональности рудных тел.

Для изучения локальной зональности в распределении основных рудных элементов (Cu, Pb и Zn) нами были выбраны наиболее разведанные месторождения Мерисского рудного поля. Акцент делался на наличие нескольких разведочных горизонтов (не менее трех) и достаточное количество данных производственного опробования. К сожалению, таким требованиям отвечают лишь два месторождения: Вараса (лишь две основные жилы) и Вайо.

Методика исследований заключалась в обобщении многолетних данных промышленного опробования жил на главные рудные элементы и в четкой геометризации этих данных в продольной вертикальной проекции жил.

На рис.24 и 25 представлены продольные проекции жилы III и IV месторождения Вараса, соответственно. В качестве индикатора зональности использовался десятичный логарифм отношения содержания меди к сумме содержаний свинца и цинка.

Отчетливо видно, что в продольных вертикальных проекциях рудных жил наблюдаются отдельные участки или рудные столбы, попеременно обогащенные либо медью, либо свинцом и цинком. Бросается в глаза в целом более "меднорудный" характер жилы IV (рис.24) по сравнению с жилой III. Если сравнить между собой тренды, характеризующие  $\lg \frac{Cu}{Pb + Zn}$  по вертикали (рис.26), то отчетливо видно, что

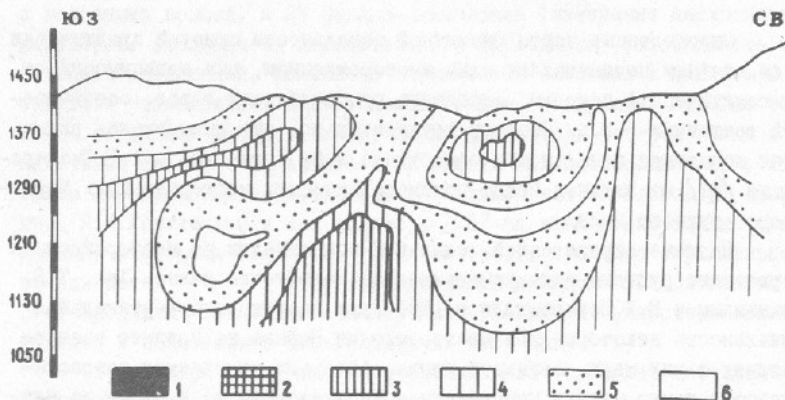


Рис.24. Продольная вертикальная проекция жилы IV месторождения Вараса.  $\lg \frac{Cu}{Pb + Zn}$   
 1 - более +1,5; 2 - от +1,0 до +1,5; 3 - от +0,5 до +1,0;  
 4 - от 0 до 0,5; 5 - от 0 до -0,5; 6 - от 0,5 до -1,0 и менее

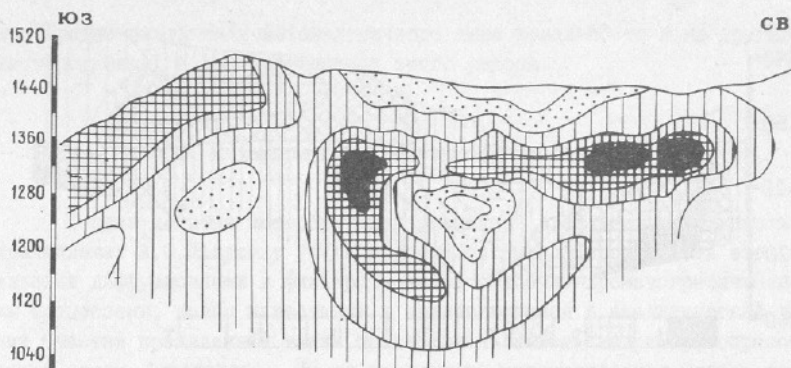


Рис.25. Продольная вертикальная проекция жилы III месторождения Баразы. Усл.обозн. см.на рис.24

"шаг зональности" в обеих жилах имеет одинаковую величину: 90-100 м, а ритмичная зональность распределения меди относительно свинца и цинка характеризуется некоторым "фазовым" сдвигом, что на одних и тех же горизонтах иногда создает ложное впечатление разного уровня эрозионного среза жил. На нижних горизонтах месторождения вновь ощущается тенденция к увеличению доли свинца и цинка по отношению к меди.

На рис.27 на продольной вертикальной проекции месторождения Вайо показано изменение десятичного логарифма отношения свинца к цинку. Здесь также имеются участки, попеременно обогащенные то свинцом,

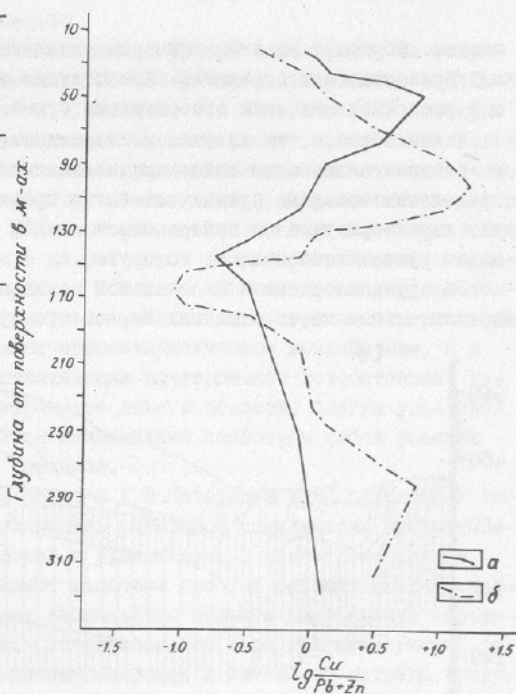


Рис.26. Зависимость  $\lg \frac{Cu}{Pb + Zn}$  от глубины на месторождении Баразы. а) жила III; б) жила IV

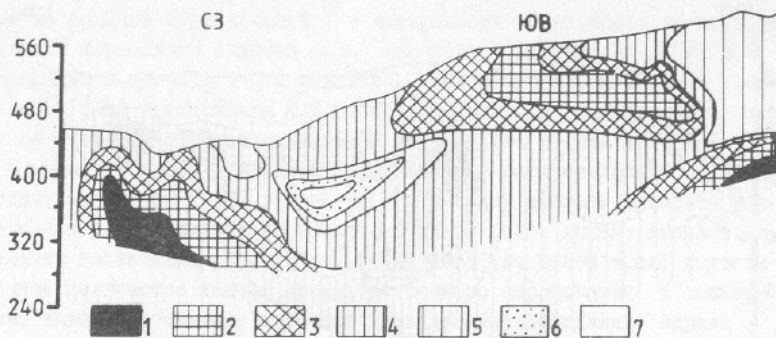


Рис.27. Распределение средних содержаний свинца и цинка в продольной вертикальной проекции месторождения Вайто.  
 $\lg(Pb/Zn)$ : 1 - более  $(+1,0)$ ; 2 -  $(+1,0)$ - $(+0,5)$ ; 3 -  $(+0,5)$ -0; 4 - 0- $(-0,5)$ ; 5 -  $(-0,5)$ - $(-1,0)$ ; 6 -  $(-1,0)$ - $(-1,5)$ ; 7 -  $(-1,5)$ - $(-2,0)$

то цинком. Обращает на себя внимание увеличение доли свинца на глубоких горизонтах месторождения. Аналогичная тенденция прослеживается и в распределении меди относительно суммы свинца и цинка (рис.28).

Таким образом, на жильных месторождениях Мерисского рудного поля - полиметаллическом Вайто и медно-полиметаллическом Вараза, в распределении основных рудных элементов проявлена ритмичная зональность, характеризующаяся попеременной сменой участков, обогащенных то одним рудным компонентом, то другим.

Обнаружение ритмичной локальной зональности на двух наиболее представительных месторождениях Мерисского рудного поля дает основа-

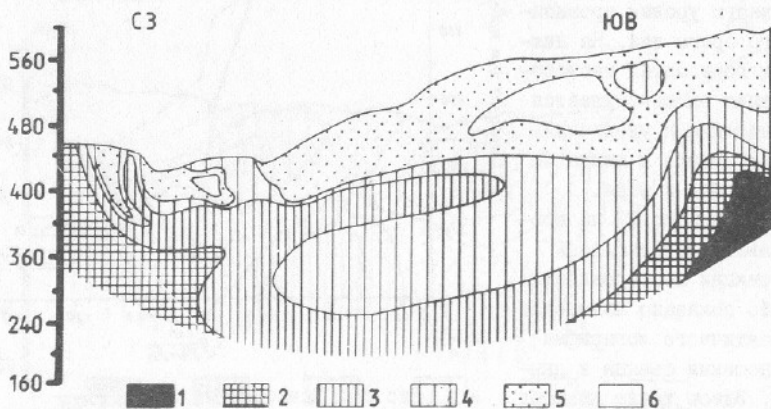


Рис.28. Продольная вертикальная проекция месторождения Вайто.  
 $\lg \frac{Pb}{Pb+Zn}$ : 1 - от  $+0,5$  до  $+1,0$ ; 2 - от 0 до  $+0,5$ ; 3 - от 0 до  $-0,5$ ; 4 - от  $-0,5$  до  $1,0$ ; 5 - от  $-1,0$  до  $1,5$ ; 6 - от  $-1,5$  и менее

ние предположить наличие аналогичного типа зональности и на других месторождениях и рудопроявлениях этого района.

### 5.3. Интерпретация ритмичной зональности

Первые попытки интерпретации ритмичной локальной зональности принадлежат А.С.Лапухову [57], который склонен был объяснить это явление диффузионными и фильтрационными осадочно-хроматографическими процессами, давно известными и применяющимися в аналитической химии (частым проявлением таких процессов является, например, образование колец Лизеганга). Им же предложена математическая модель протекания параллельных зависимых реакций при гидротермально-метасоматических процессах. В последнем случае главным фактором возникновения ритмичности отложения минералов, по данным этого исследователя, является фильтрационный эффект.

Проблемой зональности отложения рудных компонентов из гидротермальных растворов занимались В.С.Голубев, А.А.Гарибянец, В.Н.Шарапов [23,24], И.К.Карпов, А.И.Киселев, Ф.А.Летников [47], которые показали, что по своей сути математический расчет может быть сведен к системам уравнений, аналогичных применяемым при расчете устойчивости химических реакторов. Сходных взглядов придерживаются и А.А.Беляев и А.Я.Червоненкис [7], которые показали, что любой простой процесс отложения минералов из растворов нельзя рассматривать в качестве реакции первого порядка. Согласно их исследованиям, кристаллизация осуществляется в результате локального пересыщения раствора и, следовательно, испытывает автокаталитическое воздействие, а в этом случае скорость кристаллизации претерпевает колебательные изменения во времени и пространстве даже в области, слегка удаленной от равновесной, что является имманентным свойством любой реакции второго и более высокого порядков.

Наконец, А.Г.Твалчрелидзе и Д.В.Патаридзе [98] предложили теоретическую математическую модель ритмичной зональности жильных полиметаллических месторождений и рудных тел. В качестве исходной предпосылки они рассматривают наиболее простой случай, когда в различных температурных срезах наблюдаются эффекты пересыщения растворов то свинцом, то цинком. Соответственно, сера преимущественно реагирует с наиболее пересыщенным катионом и возникает матрица конкурирующих химических реакций, методы анализа которой обобщены Б.В.Вольтерсом и И.С.Сальниковым [15].

Результаты предпринятого математического моделирования [98 и др.] однозначно свидетельствуют о том, что в случае кинетического характера любых одновременно протекающих конкурирующих реакций оса-

ждения сульфидных минералов, например, галенита и сфалерита, обязательно должно наблюдаться колебание отношения их концентрации (или логарифмов этого отношения) в зависимости от температуры. Такая же зависимость в случае существования вертикального температурного градиента должна проявляться и в вертикальном разрезе жильных рудных тел. В наиболее обобщенном смысле это явление обусловлено различной динамикой насыщения гидротермального раствора солями разных цветных металлов по мере падения температуры.

## ГЛАВА 6. ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОГИИ МЕДНО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО ОРУДЕНЕНИЯ МЕРИССКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Особенности минералогии медно-полиметаллического оруденения Мерисского рудного поля освещены в многочисленных трудах [40, 41, 73, 74 и др.]. В результате этих многолетних работ выявлено и описано более 60 минералогических видов, выяснены многие вопросы их пространственно-временных взаимоотношений и др.

Основными рудослагающими минералами являются: пирит, халькопирит, сфалерит и галенит, среди жильных наиболее распространены кварц, карбонаты (кальцит, доломит, анкерит, сидерит и др.) и барит, причем относительная распространенность минералов варьирует как в пределах рудного поля в целом, так и в рамках отдельных рудных тел, что приводит, как отмечалось в предыдущей главе, к ритмичному типу гипогенной зональности.

Различаются несколько морфологических разновидностей основных рудных и жильных минералов, которые связаны, с одной стороны, с определенными стадиями рудогенеза, а с другой — со специфическими процессами рудоотложения в рамках единых стадий.

Процесс рудообразования на месторождениях и рудопроявлениях Мерисского рудного поля большинство исследователей рассматривают как одноэтапный, разбивающийся на ряд стадий, разграниченных внутрирудными тектоническими подвижками [41, 45 и др.]. Мы также разделяем эту точку зрения.

Сложные пространственно-временные взаимоотношения между основными рудными и жильными минералами Мерисского рудного поля, изменчивость устойчивых парагенезисов и последовательности отложения различных минералов весьма затрудняют установление последовательности их выпадения из раствора.

Это обстоятельство нашло отражение в разноречивости выделяемых различными исследователями стадий минерализации. Так, например, Т.В.

Иваницкий и Е.К.Везиришвили [41] выделяют 5 парагенетических групп минералов и соответствующих им 5 стадий эндогенной минерализации. М.Н.Джапаридзе и др. выделяют 4 парагенетические группы минералов и соответствующие им 4 стадии и др.

На основе изучения нового фактического материала, а также обобщения обильных данных предшествующих исследователей, мы пришли к несколько иным выводам.

Нами наряду с микроскопическим изучением руд был произведен эмиссионный лазерный микрорентгеноспектральный анализ основных морфологических разновидностей сульфидных минералов (табл.1), а также предпринято количественное изучение содержаний Ni и Co в пирите и других сульфидах (табл.2). Повышенный интерес, который еще с середины пятидесятых годов уделяется именно этим элементам [119], объясняется тем фактом, что никель и кобальт по существу единственные металлические изоморфные элементы-примеси пирита.

Изучение выборочных оценок параметров распределения Ni и Co в сульфидах медно-полиметаллических руд показало, что распределение обоих элементов подчиняется логнормальному закону во всех сульфидах. Как в пирите I, так и пирите II сохраняется положительная парная корреляционная связь между изученными микрокомпонентами ( $r = 0,673$ ), что вообще характерно для неметаморфизованных гидротермальных пиритов [119].

Обращает на себя внимание аномально высокое содержание Ni (0,47) относительно Co (0,19) в пирите I и сопоставимость содержаний этих элементов в пирите II (0,12 соответственно). Согласно исследованиям Б.Цамбела и И.Ярковского [113] никелевые пириты обычно осадочного генезиса. В данном же случае аномально высокая концентрация никеля в раннем пирите I может быть объяснена только заимствованием части рудного вещества из вмещающих пород на ранней стадии гидротермальной активности.

Дорудная стадия гидротермальной минерализации выделялась всеми исследователями. Считалось, что она сформировала окolorудные ореолы и безрудные зоны гидротермалитов. Этой стадии соответствует следующий парагенезис: кварц, серицит, пирит, сидерит, соконит, хлорит, каолинит, леверрьерит, гидрослюда и эпидот-цоизит [41]. Сюда же входят, по-видимому, альбит [27] и сколит [30]. Среди этого многообразия минералов породообразующими являются серицит, кварц, пирит. Сложные ими породы - серицитолиты [27] или, по нашим представлениям, кварц-серицитовые, иногда с хлоритом, метасоматиты, формируют обширные ореолы вокруг интрузивных тел, но имеются многочисленные участки, приуроченные к разломам, зонам трещиноватости и т.д., где они образуют отдельные тела среди менее измененных, фоновых-пропилитизированных вулканогенно-осадочных пород. Степень изме-



Таблица I

## Геохимическая характеристика главных сульфидных минералов

	Cu	Pb	Zn	Sb	As	Bi	Cr	Tl
Пирит I	0,03-1,5	0,01-0,5	0,03-1,0	0,1-0,3	0,0001-0,003	0,003-0,005	0,01-0,1	0,003-0,3
	0,373-9	0,23-9	0,12-9	0,11-9	0,0004-9	0,003-9	0,02-9	0,005-9
Пирит II	0,03-1,0	0,01-0,5	0,03-1,5	0,1-0,3	0,0001-0,003	0,003-0,005	0,01-0,1	0,003-0,3
	0,29-26	0,21-26	0,11-26	0,14-26	0,0005-26	0,005-26	0,03-26	0,006-26
Халькопирит I	-	0,03-1,0	0,03-1,0	0,01-0,3	0,0001-0,02	0,003	0,01-0,2	-
	-	0,33-12	0,18-12	0,23-12	0,0029-12	-	0,03-12	-
Сфалерит I	0,003-1,0	0,005-1,5	-	0,05-0,5	0,0001-0,03	0,003	0,01	-
	0,23-17	0,45-17	-	0,07-17	0,0043-17	-	-	-
Галенит I	0,05-0,5	-	0,03-1,5	0,01	0,0005-0,03	0,003-0,02	-	0,001
	0,19-9	-	0,68-9	-	0,025-9	0,008-9	-	-

Примечание. В числителе указано минимальное и максимальное содержание элемента в вес.%, в знаменателе - среднее содержание элемента и количество анализов. Содержание остальных проанализированных элементов (Mo, Sn, W, Ba, Cd, V, Ge, Mn, As) ниже порога чувствительности. Анализы производились в спектроскопической лаборатории ИЛМСа на лазерном микроанализаторе IMA-10 фирмы "Carl Zeiss", Йена, ГДР. Аналитик Н.Л. Сирадзе

Таблица 2

Средние содержания Ni и Co в сульфидах медно-полиметаллических руд Мерисского рудного поля, вес. %

Минерал	N	Ni	Co
Пирит I	5	0,467	0,188
Пирит II	17	0,125	0,117
Халькопирит I	12	0,019	0,021
Галенит I	7	0,057	0,026
Сфалерит I	10	0,20	0,015

Примечание: N — количество анализов. Анализы производились в спектроскопической лаборатории КИМСа на лазерном микроанализаторе LMA-10 фирмы "Carl Zeiss", Йена, ГДР. Аналитик Н.Л. Сирадзе

нения в таких участках нарастает к центру, где в целом ряде случаев проявлено жильное медно-полиметаллическое оруденение. Однако имеются зоны, в которых кварц-серпичитовые метасоматиты в центральных частях переходят в маломощные безрудные альбититы, которые, по данным В.И. Гугушвили [27, 29], приурочены к зонам дробления; чаще же в центре таких зон проявлена лишь маломощная, но обильная вкрапленность крупнозернистого пирита. Это обстоятельство дало повод Т.В. Иванецкому и Е.К. Везиришвили [41], а также другим исследователям для выделения этой первой самостоятельной стадии и отграничения ее во времени от основной рудной, "... так как в противном случае пропилитизированные зоны всегда должны содержать и руду, чего в действительности нет" [41, с. 35]. Такой вывод нам не представляется вполне справедливым, поскольку повсеместно среди руд, образованных собственно в рудную стадию, обнаруживаются корродированные реликты раннего пирита I.

Вообще, по нашему глубокому убеждению, нет никаких оснований пытаться искать прямой связи между стадиями околорудного метасоматоза и жильного рудообразования. Руды всегда наложены на метасоматиты и характеризуются собственной стадийностью, собственным набором минералов и т.д. Формальное совпадение того или иного минерала в рудах и метасоматитах еще не дает основания для параллелизации стадий метасоматоза и оруденения. Например, Н.И. Еремин и Н.Б. Сергеева [34 и др.] на основании тонких минералого-геохимических наблюдений показали, что если в эндогенных рудах четко проявлена стадийность минералообразующего процесса и выделяется несколько генераций пирита, то в боковых породах дисульфид железа начал образовываться задолго до отложения руд и практически непрерывно накапливался,

пока существовала гидротермальная система. Наблюдения Н.С.Скрипченко и И.А.Богуша над многочисленными зонами пиритизации на Передовом хребте Большого Кавказа показали принципиальное отличие между пиритами метасоматитов и эндогенных руд. Еще более ортодоксальных взглядов придерживается С.И.Набоко [69 и др.], которая вообще считает, что метасоматиты и руды откладываются из принципиально различных, правда иногда функционирующих одновременно гидротермальных систем.

Таким образом, не имея дополнительного материала по соотношению руд и метасоматитов, мы решили ограничиться лишь рассмотрением стадий рудного процесса.

Первая кварц-пиритовая стадия минерализации сложена парагенезисом кварц I - пирит I - серицит - хлорит и проявлена на всех изученных объектах с медно-полиметаллической минерализацией. Минералы, слагающие эту ассоциацию, интенсивно корродированы (в особенности пирит и кварц) и катаклазированы, а затем "залечены" агрегатами последующих парагенезисов.

Второй по возрасту полиметаллический парагенезис нес главную рудную сульфидную нагрузку и проявлялся в основную (согласно ряду исследователей - рудную) стадию минерализации.

В этот парагенезис входят пирит II двух морфологических типов, халькопирит I, сфалерит I, галенит I, блеклая руда, кварц II, доломит и ряд редких минералов.

Между этими основными рудослагающими минералами медно-полиметаллических руд Мерисского рудного поля наблюдаются самые разнообразные взаимоотношения.

Различного типа сростки халькопирита I и пирита II встречаются наиболее часто. Характеризуются они преимущественно гипидиоморфно-зернистой структурой. Это обстоятельство в ряде случаев затрудняет четкое разграничение пирита II и пирита III, особенно при развитии прожилков последнего в халькопирите, в местах густой вкрапленности, представленной пиритом II.

Халькопирит I характеризуется, как правило, аллотриоморфно-зернистой структурой.

Во взаимоотношении сфалерита I и халькопирита I различаются два основных случая. Первый, когда сфалерит I замещается халькопиритом I [41], и второй, когда халькопирит предшествует отложению сфалерита, либо отлагается одновременно с ним. Следует подчеркнуть, что такое конвергентное взаимоотношение этих двух минералов наблюдается как в существенно сфалерит-галенитовых, так и в медных рудах. Кроме того, халькопирит в сфалерите создает и эмульсионную вкрапленность.

Конвергентность во взаимоотношении главных сульфидов цветных металлов, по нашему глубокому убеждению, вообще является типоморф-

ным признаком жильных полиметаллических месторождений. Например, А.Г.Жабиным и др. [36] на Квайсинском рудном поле отмечается конвергентность между галенитом и сфалеритом. В одном случае первым из раствора отлагался сульфид цинка, а во втором — сульфид свинца. Такие закономерности рудогенеза этими исследователями объяснялись разнофациальными условиями кристаллизации минералов.

Случаи нарушения "очередности" отложения минералов на месторождениях Мерисского рудного поля описывались и ранее. Так, например, Т.В.Иваницкий и Е.К.Везиришвили [41] отмечают: "Очень интересным явлением для второй парагенетической группы в полиметаллической руде является замещение сфалерита I халькопиритом I ... В медно-полиметаллической руде также наблюдается обратная картина замещения, но гораздо реже" (с.36). Это явление авторы склонны объяснять ионной диффузией.

В этой связи интересным представляется еще один факт. Согласно исследованиям, проведенным Т.В.Иваницким и Е.К.Везиришвили [41], в сфалеритах как медно-полиметаллических, так и полиметаллических руд Мерисского рудного поля отсутствует эмульсионная вкрапленность халькопирита, что, по мнению авторов "... объясняется минимально низкими концентрациями ионов меди в гидротермальных растворах в момент выпадения сфалерита, так как в противном случае совместно со сфалеритом мог выпадать и халькопирит, который в дальнейшем мог обособиться в виде эмульсиевой вкрапленности" [41, с.37].

Нами неоднократно наблюдались случаи эмульсионной вкрапленности халькопирита в сфалерите как в рудах месторождений Вараза и Верхнала, так и в полиметаллических рудах Вайо и Сурнали. Правда, наблюдается одна интересная закономерность: в тех участках, где отсутствуют более или менее крупные выделения халькопирита, то есть в участках с существенно галенит-сфалеритовой минерализацией, сфалерит действительно не содержит эмульсионную вкрапленность халькопирита. Вместе с тем наблюдаются и такие случаи, когда в одном шлифе рядом со сфалеритом, не содержащим эмульсионной вкрапленности халькопирита, соседствует халькопирит, а также сфалерит с эмульсионной вкрапленностью последнего.

Приведенные в предыдущей главе данные по генезису ритмичной зональности освещают конвергентные взаимоотношения сульфидов с совершенно новой стороны — как следствие локального пересыщения раствора каким-либо одним цветным металлом на фиксированном гипсометрическом срезе гидротермальной системы. В этом случае сфалерит, не содержащий эмульсионной вкрапленности халькопирита, очевидно, отлагался в условиях, максимально благоприятных для выпадения из раствора сульфидных форм свинца и цинка, когда мольная доля ионов меди не была пересыщенной для данных ТР условий (точка, соответствующая

максимальной амплитуде отклонения тренда ритмичной зональности в сторону преобладания  $Pb+Zn$  над  $Cu$ ). В те же моменты рудогенеза, когда образовывался сфалерит с эмульсионной вкрапленностью халькопирита, наблюдалось постепенное насыщение раствора медью на фоне благоприятных условий для выпадения сульфидов свинца и цинка.

Геохимический анализ по методу А.Г.Твалчредидзе и И.Г.Нарозаули [98] взаимоотношений халькопирита I и пирита II выявляет явно кинетические условия распределения  $Co$ : увеличение концентрации этого элемента в дисульфиде железа обуславливает плавное уменьшение его содержания в халькопирите (рис.29). Это лишний раз подчеркивает неравновесные условия рудогенеза.

При наложении полиметаллического парагенезиса на кварц-пиритовый развивается целая гамма структур замещения, в свое время на примере Маданского рудного поля, описанная П.К.Боневым [13]. Происходит при этом и некоторая геохимическая перестройка.

Наиболее четко перестройка фиксируется при изучении распределения  $Co$  между реликтами пирита I и новообразованиями пирита II (рис. 30). Сначала в области относительно высоких концентраций

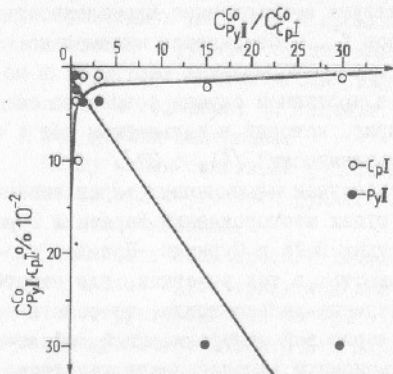


Рис.29. Распределение кобальта между пиритом II и халькопиритом I в медно-полиметаллических рудах Мерисского рудного поля

в пирите I (от 2 до 4 вес. %  $\times 10^{-1}$ ), уменьшение содержания этого элемента в раннем дисульфиде железа сопровождается симметричным падением его концентрации и в пирите II. В области же низких концентраций  $Co$  наблюдается прямо противоположная картина. А это означает, что пирит II имеет конвергентный генезис: одна его часть образована за счет перестроения пирита I, но имеется и новообразованный пирит II, в который и перераспределяется  $Co$  за счет т.н. "опережающей волны его выноса" [94].

Что касается сульфидов цветных металлов, то на примере халькопирита I (рис.31) можно показать их совершенно независимый от ранней стадии минерализации генезис: изменение содержания  $Co$  в пирите I никак не сказывается на геохимических свойствах халькопирита.

Третий, наиболее юный парагенезис представлен пиритом III, халькопиритом II, сфалеритом II, галенитом II, блеклой рудой, кварцем III, сидеритом II, анкеритом II, кальцитом II и баритом. Кроме того, в эту

ассоциацию, по-видимому, входят бронзардит, марказит и некоторые другие редкие минералы [41]. Ассоциация чаще всего фиксируется в пустотах, где образует друзовые сростки.

Характерными структурами во взаимоотношении этой парагенетической ассоциации с более ранними являются структуры замещения и разедания, брекчиевая, друзовая, сетчатая, гребенчатая, изредка петельчатая. Парагенезис этот развит весьма незначительно и не оказывает никакого влияния на сортность и текстурные типы медно-полиметаллических руд.

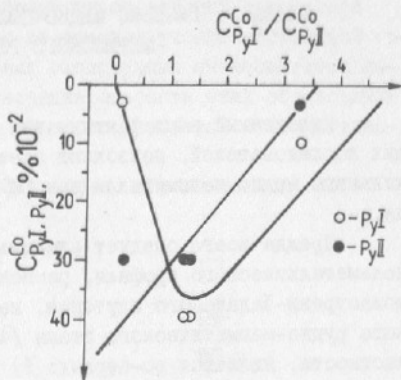


Рис.30. Распределение кобальта между пиритом I и пиритом II в медно-полиметаллических рудах Мерисского рудного поля

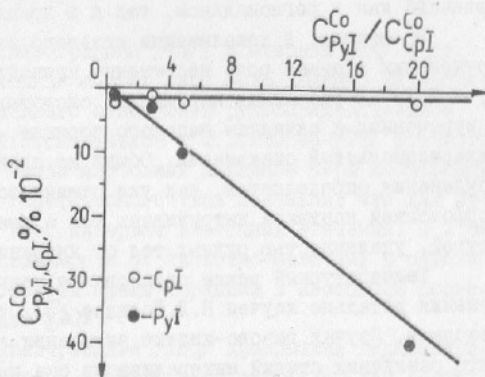


Рис.31. Распределение кобальта между пиритом I и халькопиритом I в медно-полиметаллических рудах Мерисского рудного поля

## ГЛАВА 7. ГЕНЕЗИС МЕДНО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО ОРУДЕНЕНИЯ МЕРИССКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Изложенный выше фактический материал, а также данные предыдущих исследователей, позволяют сделать некоторые выводы о генезисе жильного медно-полиметаллического оруденения Мерисского рудного поля.

Прежде всего следует отметить, что все месторождения медно-полиметаллического профиля, расположенные в ореоле Мерисского и Намонастрев-Чалатского плутонов, несомненно являются продуктом единого рудно-магматического этапа [42, 74]. Свидетельством этого, в частности, является во-первых: 1) в целом концентрическое расположение месторождений и рудопроявлений вокруг Мерисского и Намонастрев-Чалатского интрузивов (см. рис. 2); 2) сходный комплекс элементов-примесей (бериллий, галлий и др.) в магматических минералах, с одной стороны, и в гидротермальных образованиях, с другой [71]; 3) совпадающие возрастные пределы (нижний и верхний) магматических образований и медно-полиметаллических руд, в том числе данные геохронологических исследований [84]; 4) ритмичный характер зональности, проявленный как в региональном, так и в локальном масштабах.

Во-вторых, в локализации жильного медно-полиметаллического оруденения ведущая роль несомненно принадлежит структурному фактору - наличию разрывных нарушений, сколовых трещин и трещин отрыва, приуроченных к складкам высокого порядка, осложняющим южное крыло Аджарисцкальской синклинали. Общий же план размещения и характер оруденения определяется, как уже отмечалось выше, с одной стороны, морфологией контакта интрузивных тел с вмещающими породами, а с другой, удаленностью рудных тел от интрузивных образований.

Температурный режим образования медно-полиметаллического оруденения детально изучен И. Д. Долидзе [33] термобарогеохимическими методами. Изучая газово-жидкие включения в кварце, сфалерите и барите различных стадий минерализации она приходит к выводу, что руды отлагались в интервале температур 280-60°C из однотипных по химическому составу слабосильных хлоридно-карбонатных гидротермальных растворов.

Анализ текстурно-структурных особенностей руд, их минеральный состав и характер гидротермального изменения рудовмещающих пород указывают на то, что жильные медно-полиметаллические руды Мерисского рудного поля образовались на глубинах порядка 2-1 км и менее [41, 74].

Тот факт, что неизменные лавы плато Гома и Цинавела несогласно залегают на вмещающих медно-полиметаллическое оруденение гид-

ротермально-измененных породах, ограничивает верхний возрастной предел руд ранним олигоценом. В то же время изучение абсолютной геохронологии кварц-серицит-сколитовых околорудных метасоматитов калий-аргоновым методом [84] дало значение возраста этих образований в 37 млн. лет (поздний эоцен), что хорошо согласуется с геологическими данными.

Из приведенных данных (рис. 32) видно, что изотопный состав серы меняется от  $-1,0$  до  $+3,0\%$ .

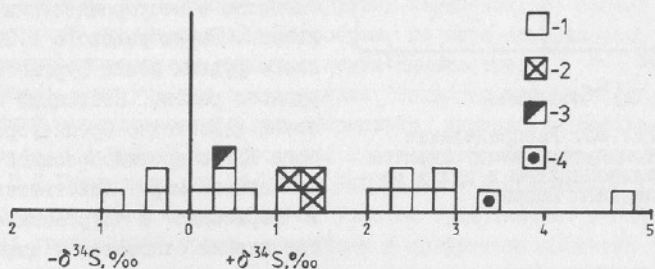


Рис. 32. Изотопный состав серы различных сульфидов медно-полиметаллических руд Мерисского рудного поля. 1 - пирит; 2 - халькопирит; 3 - сфалерит; 4 - галенит

Начиная с работ В.И.Виноградова [14], Н.Йенсена [44] и др. исследователей, такой изотопный состав серы было принято интерпретировать как участие ювенильного вещества в рудообразовательном процессе. Однако позднее Л.Н.Овчинников и Т.В.Рябова [77] статистическим анализом огромного числа изотопных анализов серы месторождений совершенно различного генетического типа показали, что для сульфидов вообще характерен этот интервал изотопных значений. А Х.Омото [125] доказал, что в зависимости от кислотно-щелочных и окислительно-восстановительных свойств среды вариации в изотопном составе минералов могут достигать  $\pm 20\%$ .

В.З.Ярошевич и А.Г.Твалчрелидзе [110] предложили парагенетический метод анализа изотопного состава серы сульфидов для реставрации геохимических особенностей рудообразовательных процессов.

На рис. 33 показано распределение изотопов серы между пиритом и халькопиритом в трех парных анализах. Изменение изотопного состава серы дисульфида железа не сказывается на изотопии халькопирита. Явно ощущается кинетический характер распределения изотопов и можно предположить наложение халькопирита на пирит в буферированных по активности серы условиях.

Таким образом, неравновесные условия рудогенеза, вскрытые при изучении как зональности месторождений, так и распределения



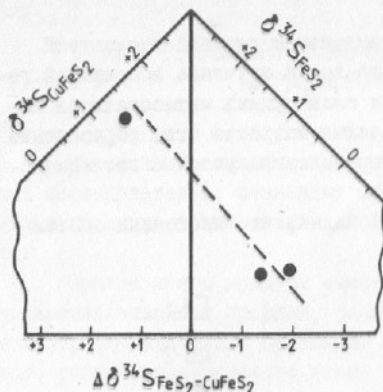


Рис. 33. Распределение изотопов серы между пиритом и халькопиритом в рудах месторождения Вараз

жильному кварц-медно-полиметаллическому типу. Главным полезным ископаемым в обоих случаях является медь, попутными — свинец, цинк и некоторые сопутствующие элементы. Если учесть также, что рудные жилы Бургасского рудного района локализованы в радиальных и концентрических разломах, возникших при формировании вулканоплутонических структур центрального типа [82], то можно предположить, что и для Бургасского рудного района также будет характерен ритмичный тип региональной и локальной зональности.

## ГЛАВА 8. МЕДНО-ПОРФИРОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ МЕРИССКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

В последнее время Мерисское рудное поле все чаще рассматривается в качестве перспективного объекта для обнаружения медно-порфирового оруденения [102, 109 и др.]. Известково-щелочной профиль гипабиссальных интрузивных пород, их умеренная кремнекислотность и кали-натровый состав, полифазность и полифазность, создают благоприятные условия для развития медно-порфировых систем. В качестве наиболее перспективных участков, в первую очередь рассматривается месторождение Учамбо, которое по характеру оруденения и структурной позиции несет ряд характерных признаков медно-порфировой минерализации [109]. Другим заслуживающим внимания объектом, по нашему мнению, может служить рудопроявление Намонастреви, кото-

элементов-примесей между сосуществующими сульфидами, выявляются и при предварительном изотопно-геохимическом анализе.

Месторождения Мерисского рудного поля, расположенного в западном сегменте Аджаро-Триалетской зоны, как отмечает Г.А.Твалчредидзе [109], проявляют большое сходство с месторождениями Россенского, Вырлибрежского и Зидаровского рудных полей Бургасского рудного района. Последний сосредоточен в Восточно-Среднегорской зоне НРБ с противоположной стороны Черного моря. Действительно, и "Мерисские" и "Бургасские" месторождения относятся к единому

рое хоть и известно давно, но традиционно трактовалось как объект с грейзеновой молибден-касситеритовой минерализацией [74, 29 и др.].

Согласно классическим исследованиям [52, 80, 120 и др.] медно-порфировые месторождения подразделяются на ряд конкретных рудных формаций, характеризующихся четкими типоморфными особенностями. Для характеристики последних, по данным Дж. Джеффри и Т. Уиндела [116], необходимо учитывать: а) состав и петрологические особенности интрузивной рамы (фанеритового комплекса), вмещающей порфировые интрузивные и рудные системы; б) состав и петрологические особенности порфировых штоков; в) характер околорудных изменений; г) состав рудосопутствующей минерализации. Попробуем, по мере возможности, осветить именно эти аспекты рудопроявления Намонастревии.

Впервые на участке о нахождении "молибденового блеска" в виде мельчайшей вкрапленности в гидротермально измененных породах указал еще в 1929 году И. Ф. Григорьев. Впоследствии рудопроявление изучалось В. И. Гугушвили [28, 29], В. Р. Надирадзе и И. И. Хмаладзе [72] и др. Согласно этим исследователям, участок представляет собой поле развития грейзеновых пород, к которым и приурочена аномалия молибдена и олова.

Рудопроявление Намонастревии расположено примерно в центральной части овальной депрессионной структуры типа кальдеры проседания. Эта структура представляет собой часть Намонастревской синклинали (см. раздел 2.4.). Крылья синклинали сложены гидротермально измененными пироксеновыми андезитами и частично роговообманковыми андезитами. Мульда же выполнена лавами, лавовыми и туфовыми брекчиями трахибазальтов, трахиандезитов и роговообманковых андезитов. Элементы залегания пород на совершенно небольшом расстоянии меняются от 45 до 5°. В ряде случаев установлено центриклинальное падение слоев. Вмещающие эту структуру породы подвергнуты интенсивному - кварц-серичитовому метасоматозу [28, 29], тогда как несогласно залегающие на них породы нападигенской свиты изменены лишь локально (М. Б. Лордкипанидзе).

Примерно в центральную часть структуры внедрена Намонастревская габбро-монзонит-сиенитовая интрузия (см. рис. 2). Как было указано в разделе 2.4., породы Намонастревского интрузивного выхода представлены равномерно-зернистыми, хорошо окристаллизованными разновидностями с незаметными взаимопереходами.

Центральную часть описываемой территории занимает впервые обнаруженное нами совместно с А. Г. Твалчрелидзе брекчиевое тело овальной формы, достигающее в длину 450 и в ширину 120-150 м (рис. 34).

С юга брекчиевое тело граничит с серичитизированными и аргиллизированными трахиандезитами. Контакт этот фиксируется также небольшим уступом в рельефе, который выражен системой близширотного рас-

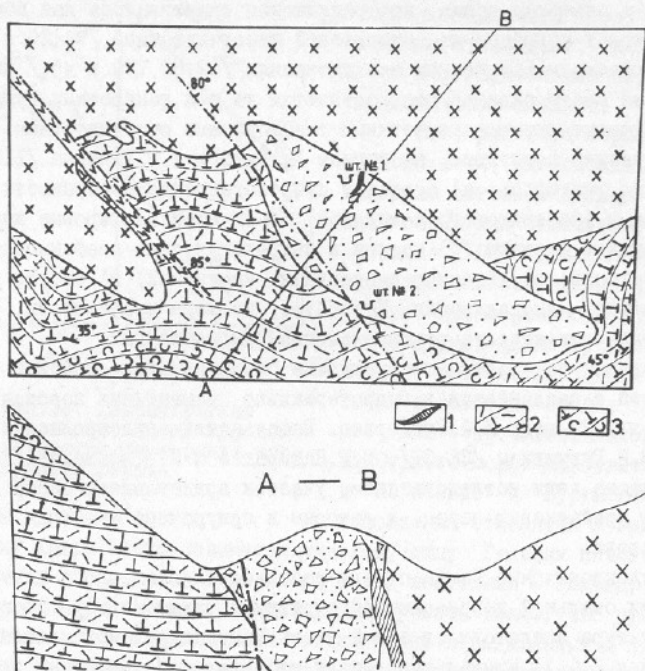


Рис. 34. Схематическая структурно-литологическая карта и разрез участка Намонастреви.  
 1 - дайка сиенит-аплита; 2 - трахиандезитовые лавы; 3 - трахиандезитовый среднеобломочный туф.  
 Остальные обозн. см. на рис. 2

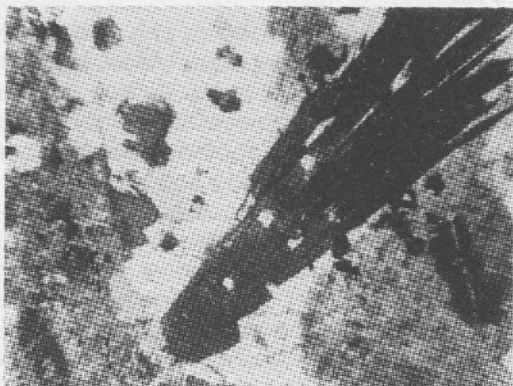
положенных водопадов в руслах небольших левых притоков р. Тивнари-Геле. Природа южного контакта не совсем ясна. По-видимому, он образован в результате проседания брекчиевых пород.

Само брекчиевое тело, так же как и вмещающие ее породы, расщепляется разломом, падающим на северо-запад под крутыми углами ( $75-80^\circ$ ).

По существу, этот разлом контролирует размещение тела брекчий, а также зон интенсивного гидротермального изменения и минерализации. Судя по тому, что тут развиты возобновляющиеся оползни, разлом этот "живет" и ныне.

Брекчи представляют собой плотный агрегат бурых на поверхности и зеленовато-серых до светло-серого на свежем сколе, угловатых, без следов окатанности и сортировки обломков, сцементированных кварц-мусковит-хлорит-карбонат-турмалиновой массой с крупными пиритовыми кристаллами (рис. 35). Размер обломков варьирует от 7-8 до 0,5 см.

Рис. 35. Обломки кварц-серицитовых пород (серое по периферии) цементируются кварц (белое)-хлорит (серые пятна в кварце)-турмалиновым (темно-серое) агрегатом. Уч-ок Намонастреви, шлиф №1213, увел. 45 $\times$ , ник. li



Все обломки представлены гидротермально-измененными породами, среди которых различаются две принципиальные разности: а) обломки измененных интрузивных пород и б) обломки вулканогенно-осадочных трахандезитовых пород, также подвергнутых гидротермальному преобразованию.

Какой-либо закономерности в пространственном распределении обломков указанных двух типов в брекчиевом теле нами не обнаружено.

Описанные выше обломки пород цементированы крупнозернистым кварц-мусковит-хлорит-карбонат-турмалиновым агрегатом. Кварц здесь представлен крупными (до 1 см) хорошо окристаллизованными зернами.

Турмалин создает радиально-лучистые, удлиненные, иногда жгутовидные, либо игольчатые кристаллы.

Следует отметить, что турмалин в виде небольших и редких скоплений иногда наложен и на уже серицитизированную массу обломков.

Хлорит цемента имеет от светло- до бутылочно-зеленого цвет с абсорбцией до светло-желтого. Он создает в кварцевых прожилках радиально-лучистые либо почковидные агрегаты. Так же как турмалин и крупночешуйчатый мусковит, он приурочен к зальбандам этих прожилков.

Карбонат в кварцевых прожилках выполняет межзерновые промежутки и носит явно наложенный характер.

Пирит в цементе брекчии, в отличие от дисульфида железа в обломках, представлен крупными (до 1 см) кубическими кристаллами со штриховкой граней.

Микрорентгеноспектральным лазерным анализом в крупнозернистом пирите цемента обнаружены следующие элементы-примеси: Cu - 0,03-0,1%; Pb - 0,3-0,5%; Zn - 0,03-1,0%; Ag - 0,0001-0,0003%; Ti - 0,1-0,2%; Mn - 0,1-0,5%; Mo - 0,002-0,01%; Co - 0,1-0,2%. (Cr, V, Bi, As, Sb, Ni, ниже порога чувствительности).

Кроме того, определялся изотопный состав серы как из пиритов

цемента брекчий, так и из пиритов обломков кварц-серицитовых пород в этих брекчиях. К сожалению, из-за малого количества анализов трудно сделать какие-либо выводы, кроме сопоставимости изотопных данных с характерными для крупных медно-порфировых месторождений.

Кварц-мусковит-хлорит-турмалиновый цемент брекчий, кроме крупных кубических кристаллов пирита, содержит и игольчатый гематит, который местами создает сплошные агрегаты. К таким местам в основном приурочена и молибденитовая вкрапленность. Касситерит, по данным В.Р.Надирадзе и И.И.Хмаладзе [72], приурочен к турмалину, в котором образует мелкие, короткостолбчатые кристаллы.

Особо следует коснуться калишпат-альбитовых пород, которые развиты здесь как в виде небольших неправильной формы участков во вмещающих породах (несколько метров в поперечном сечении), так и в виде маломощных даек и мелких прожилков (до 1 см). Приурочены они в основном к контакту брекчиевого тела и Намонастревского интрузива.

Породы эти на 80-90% состоят из равномернoзернистых образований калишпат-альбитового пертита. В редких случаях среди них встречаются скопления мелкого вторичного биотита, роговой обманки, сфена, эпидота, апатита. В большинстве случаев метасоматическое происхождение этих пород не вызывает сомнения, иногда же это, по-видимому, дайковые тела.

Проведенные ранее геохимические работы выявили лишь один комплексный геохимический ореол на описываемом участке. Это довольно широкий овальный ореол рассеяния молибдена и находящийся в нем концентрический ореол свинца, примерно совпадающий с контурами брекчиевого тела.

Брекчиевые тела на медно-порфировых месторождениях описаны многими исследователями. Прежде всего, здесь следует упомянуть детальнейшее исследование П.Гилмора [117], который на примере месторождений западных штатов США выявил ряд типоморфных признаков секущих брекчиевых тел:

1) брекчиевые тела обычно имеют форму труб, реже даек; в плане они имеют овальную форму и обычно располагаются в апикальных частях порфировых рудоносных штоков;

2) среди обломков в брекчиях обычно присутствуют вмещающие породы и очень редко экзотические образования;

3) форма обломков угловатая, но встречается и хорошо окатанные образования;

4) обломки обычно в большей степени окварцованы и серицитизированы, чем вмещающие породы;

5) брекчиевые тела обычно имеют резкие контакты с вмещающими породами;

6) в брекчиях имеется два типа минерализации - минерализация обломков и цемента.

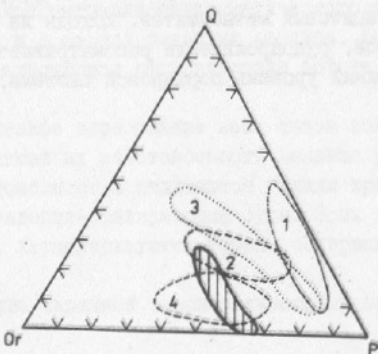
П. Гилмор делает принципиально важный вывод, считая, что в обломках присутствуют рудные минералы слабо оруденелого фанеритового комплекса, в то время как цемент брекчий несет минерализацию, образованную после внедрения порфировых штоков на глубине. Тем самым он склоняется к двухэтапной модели формирования медно-порфировых месторождений, детально описанной А. Г. Твалчрелидзе, В. Г. Русадзе и Н. С. Мусеридзе [96].

Типоморфным минералом цемента брекчий является турмалин. На это первыми обратили внимание Р. Хайн и его соавторы [118], изучая месторождения Папуи (Новая Гвинея). В дальнейшем к такому же выводу пришел и А. И. Кривцов [52], показавший, что турмалиновые брекчии приоучи практически всем месторождениям, причем их распространенность связана с уровнем эрозионного среза. А. И. Кривцов показал, что брекчиевые тела распространяются гипсометрически выше порфировых штоков на продолжении их апикальных апофиз во вмещающие породы.

Формирование брекчиевых тел, по последним данным [52, 117, 127], связывается с процессами флюидизации надинтрузивных пород, формирующихся порфировых штоков. Термодинамика этого явления и причины возникновения аномально высокого флюидного давления в верхней кромке кристаллизующейся диорит-порфировой магмы детально охарактеризованы Р. У. Бернэмом [9].

Приведенный краткий обзор компилятивного материала ясно показывает, что геологическая ситуация рудопроявления Намонастревии типична для верхнерудных уровней медно-порфировых систем. Для подтверждения этого соображения можно привести еще две категории доказательств. Во-первых, это петрологическое сходство между Намонастревии-Чалатским интрузивом и фанеритовыми комплексами крупных медно-порфировых месторождений мира (рис. 36, 37). Во-вторых, на наш взгляд, большой интерес представляет фоновая калишпатизация Намонастревского плутона вокруг брекчиевого тела.

Рис. 36. Тройная диаграмма Q-Or-P (Ab+An) нормативных составов серий интрузивных пород, с которыми связаны медно-порфировые месторождения Колдула (1), Бренда (2), Рей (3), Бингем (4) [104]. Заштриховано поле пород фанеритового комплекса рудопроявления Намонастревии



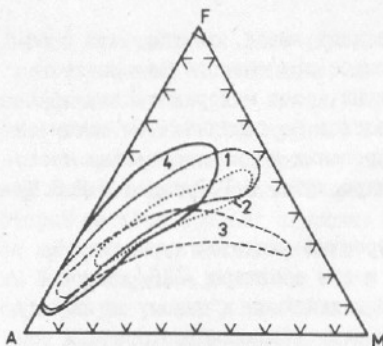


Рис. 37. Диаграмма АФМ серий пород месторождений Кодоула (1), Яандердера (2) и Бингем (3), по [104], 4 - породы рудопроявления Намонастревы

порфинового штока. А это значит, что перед началом порфинового магматизма остаточный расплав был пересыщен летучими, обуславливающими "предпорфиновый" метасоматоз, поскольку иначе невозможно себе представить раннюю кристаллизацию полевых шпатов и, следовательно, образование специфических диорит-порфиновых магм [9]. Микроскопическое исследование калишпатового метасоматита по контактирующим с брекчиевым телом сжигитов Намонастревы-Чалатского плутона четко показывает зачаточные явления наложенной серицитизации.

Таким образом, на рудопроявлении Намонастревы налицо все типоморфные признаки и последовательность петрогенетических явлений, характерных для медно-порфиновых месторождений: 1) становление фоновое интрузивного комплекса; 2) его ранняя калишпатизация; 3) внедрение на глубине штока кварцевых диоритовых порфиров, выраженных на современном эрозионном срезе турмалиновыми брекчиями с обломками глубинных серицитизированных порфировых пород; 4) наложенный кварц-серицитовый метасоматоз. Исходя из этих впервые обнаруженных признаков, рудопроявление рассматривается не как грейзеновое, а как верхний уровень порфировой системы.

Доказано [48], что полевошпатовые метасоматиты (фельдшпатолиды) не содержат порфировой руды. Вместе с тем эти гидротермалиты находят свое закономерное место в медно-порфировой системе [120] и, по последним данным, образованы по фанеритовому комплексу аутометасоматическим путем еще до внедрения порфириновых штоков и брекчиевых тел. Такая позиция фельдшпатолидов может рассматриваться как важный поисковый признак медно-порфириновых месторождений, поскольку, согласно современным петрологическим данным [9], доказывается генетическое единство фанеритового комплекса и

Аджария давно привлекала внимание с точки зрения золотоносности. Причиной тому служил целый ряд геологических предпосылок: шлиховые аномалии, наличие благоприятных структур, малые интрузивы гранитоидов, а также некоторые исторические данные. Однако систематическое изучение месторождений Мерисского рудного поля на предмет золотоносности началось лишь недавно.

Развитие обширных полей и зон различных метасоматитов в районе Мерисского рудного поля послужили поводом для проведения здесь специализированных работ сначала Малокавказской партией геолого-методической экспедиции КИМСа под руководством В.И.Гелешвили [21], первым обратившего внимание на аномальное содержание золота в различных метасоматитах; а затем Аджаро-Гурийской ППШ, которой в разные годы руководили Д.А.Касрадзе и З.В.Мжавия.

Проведенными ранее исследованиями [21] было установлено, что содержание золота и серебра в жильных медно-полиметаллических месторождениях Мерисского рудного поля находится в прямой зависимости от содержания свинца и цинка, при отсутствии прямой корреляционной зависимости между золотом и медью, что объяснялось выделением золота и серебра в позднюю свинцово-цинковую стадию минерализации. Наши исследования, в том числе и микрогеохимические, показали, однако, что медь, свинец и цинк накапливались в единую стадию минерализации. Поэтому более правильным, с нашей точки зрения, представляется объяснить эти явления геохимическими свойствами благородных металлов, например, сродством их минеральных форм с сульфидами свинца и цинка [66]. Вместе с тем этот вопрос требует дальнейших скрупулезных геохимических исследований.

Что касается различных гидротермалитов Мерисского рудного поля, то для них (в особенности для серицитолитов) было установлено повышение содержания золота с увеличением содержания  $K_2O$  и понижение золотоносности по мере роста концентрации метасоматического кварца дорудной стадии минерализации и в местах развития каолина. Было отмечено также в целом крайне неравномерное распределение золота в этих породах.

Проведенное нами систематическое опробование всех типов зон гидротермального изменения на предмет их золотоносности выявило ряд закономерностей: наибольшей золотоносностью отличаются глинки трения пострудных разломов и кварц-галенит-сфалеритовые руды. Зоны гидротермальных изменений, в целом, характеризуются низким содержанием золота.

На рис.38 представлен профиль типичной кварц-полиметалличес-





ванные, окварцованные и пиритизированные (большая часть пирита лимонитизирована) породы значительно более "золотоносны", чем сама жила, что, по-видимому, связано с наличием вкрапленников пирита. Вместе с тем, изучение мономинеральных фракций кварца, серицита и пирита продемонстрировало, что повышенное содержание золота характерно и для серицита, что, как показали исследования по сорбции золота слоистыми силикатами [53], является вполне закономерным.

Профиль по рудной зоне месторождения Вайо включает также четкий пострудный разлом, не содержащий никакой гидротермальной минерализации. В нем отмечается лишь тонкая (0,1-0,3 см) глина трения, сложенная охристой массой. Повышенное содержание золота приурочено лишь к рудной жиле и глине трения.

Наконец, имеются случаи, иллюстрирующие поведение золота в зоне кварц-серицитового метасоматоза непосредственно в пределах интрузивных сиенит-диоритовых пород Мерисского интрузива. Сами кварц-серицитовые породы, развитые по мощной разломной зоне, не содержат золота. Повышенные его содержания приурочены лишь к наиболее подвижным сместителям зон, по которым долгое время не прекращались многочисленные подвижки.

Опробование "чистых", не затронутых последующими син- и пострудными процессами кварц-серицитовых, кварц-полевошпатовых пород, а также альбититов показывает, что породы эти не характеризуются аномальным, повышенным содержанием золота, несмотря на то, что все они содержат фоновую вкрапленность пирита, в процентном отношении развитого ничуть не меньше, чем в зонах с аномальным содержанием исследуемого металла.

Таким образом, можно сделать вывод о том, что гидротермальные метасоматиты Мерисского рудного поля, образовавшиеся в дорудную стадию, не являются золотоносными. Повышенное содержание золота проявляется лишь в двух случаях: 1) при образовании руд преимущественно свинцово-цинкового состава и 2) при миграции фонового золота в наложенные мелкие зоны приразломного оглинения пород. Однако в последнем случае масштабы процесса ограничиваются в лучшем случае первыми метрами и эти зоны не имеют никакого промышленного значения. Следовательно, в Мерисском рудном поле золото может иметь промышленное значение лишь как сопутствующий металл свинцово-цинковых руд.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обобщение приведенных выше фактических материалов, а также многочисленных данных предыдущих исследователей, позволило сделать ряд выводов и практических рекомендаций.

1. Палеогеновая вулканогенно-осадочная толща Мерисского рудного поля, несмотря на сравнительно монотонный ее состав, четко расчленяется на среднеэоценовый и верхнеэоценовый комплексы, причем второй характеризуется большей дифференцированностью по сравнению с первым. Породы, слагающие эти комплексы, состоят из пачек чередования известково-щелочных и субщелочных вулканитов и пирокластолитов андезитовой линии.

2. Мерисский и Намонастревы-Чалатский интрузивы представляют собой единую магматическую формацию, вместе с тем они характеризуются различной глубиной эрозионного среза и, очевидно, выкристаллизовались из магм, поступавших с разных частей магматического очага: Мерисский из периферийной, а Намонастревы-Чалатский из центральной, что зафиксировано в ряде петрологических особенностей.

3. Медно-полиметаллические плутогенные месторождения и рудопроявления Мерисского рудного поля с наибольшей вероятностью встречаются на удалении 2,5 км от контактовой зоны интрузивов.

4. Мерисское рудное поле характеризуется специфичной региональной зональностью медно-полиметаллического оруденения, выраженной в ритмичном чередовании медных и свинцово-цинковых рудных тел в зависимости от удаленности от рудоносных плутонов.

5. Локальная зональность жильных медно-полиметаллических рудных тел также носит ритмичный характер, проявляющийся в колебательной зависимости отношений главных рудных элементов от глубины. Каждое конкретное рудное тело характеризуется определенным шагом зональности.

6. Установление шага ритмичной зональности в каждом конкретном случае дает возможность прогнозировать распределение минеральных типов руд как в вертикальном, так и в латеральном сечениях. Последнее обстоятельство необходимо учитывать при разведочных работах.

7. Единый ритмичный тип региональной и локальной зональности медно-полиметаллического оруденения Мерисского рудного поля является результатом одного рудообразовательного процесса. Минерально-геохимические особенности руд, характер распределения элементов-примесей и изотопов серы между сосуществующими сульфидами, а также некоторые термодинамические данные свидетельствуют в пользу неравновесных условий рудогенеза.

8. Медно-полиметаллические руды Мерисского рудного поля обра-

зовались в результате единого этапа гидротермальной деятельности, который четко расчленяется на 3 стадии: а) дорудную кварц-пиритовую, б) основную полиметаллическую и в) позднюю - кварц-карбонат-сульфидную.

9. Ранний пирит I практически во всех жильных рудных телах образовался за счет заимствования части железа из вмещающих пород.

10. На рудопроявлении Намонастреви, которое ранее интерпретировалось как грейзено-редкометалльное, выявлены все типоморфные признаки, характерные для верхних уровней медно-порфириновых месторождений: а) фанеритовый с фоновой калишпатизацией интрузивный комплекс; б) турмалиновые брекчи с обломками глубинных серицитизированных порфириновых пород; в) кварц-серицитовый метасоматоз и слабая пиритизация "околобрекчиевых" пород.

11. На участке Намонастреви рекомендуется провести комплексные геолого-съемочные работы 1:2000 масштаба для выделения площади с целью проведения глубинных поисковых работ на предмет обнаружения медно-порфиринового оруденения.

12. На Мерисском рудном поле повышенные содержания золота отмечаются: а) при образовании руд преимущественно свинцово-цинкового состава; б) при мелкомасштабной миграции фонового золота в наложенные мелкие зоны приразломного оглинения пород. В последнем случае не возникает промышленных накоплений этого металла.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Адамия Ш.А., Гамкрелидзе И.П., Закариадзе Г.С. и др. Место Аджаро-Триалетии в Альпийском складчатом поясе // Проблемы геологии Аджаро-Триалетии. Тбилиси: Мецниереба, 1974. С.112-123.

2. Адамия Ш.А., Гамкрелидзе И.П., Закариадзе Г.С. и др. Латеральная зональность базальтоидов Черноморско-Аджаро-Триалетского палеорифта // ДАН СССР. 1974. Т.216, №1. С.901-904.

3. Адамия Ш.А., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. и др. Геологическое строение Аджарии // Проблемы геологии Аджаро-Триалетии. Тбилиси: Мецниереба, 1974. С.60-70.

4. Адамия Ш.А., Гамкрелидзе И.П., Закариадзе Г.С. и др. Аджаро-Триалетский прогиб и проблемы образования глубоководной впадины Черного моря // Геотектоника. 1977, №1. С.78-94.

5. Балавадзе Б.К., Твалтвадзе Г.К., Шенгелая Г.Ш. и др. Геофизические исследования земной коры и верхней мантии в области Кавказа // Геотектоника. 1966. №3. С.30-41.

6. Барышев А.Н. О природе "колчеданного шага" // ДАН СССР. 1977. Т.236, №2. С.408-410.
7. Беляев А.А., Червоненкис А.Я. Нелинейная математическая модель пространственно-временной эволюции гидротермальной системы // Динамические и физико-химические модели магматогенных процессов. Новосибирск: Наука. 1983. С.13-20.
8. Бенделлиани А.Е. Первичная зональность в гидротермальных месторождениях Грузии // Тр.Технич.ун-та. Геол.об. №3 (44). Тбилиси, 1956. С.32-39.
9. Берням К.У. Магмы и гидротермальные флюиды // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1982. С.71-121.
10. Билибин Ю.А. К вопросу о вертикальной зональности рудных месторождений // Зап.Воссоюз.минерал.об-ва. 1951. Т.80. Вып.2. С.81-87.
11. Богатиков О.А., Коваленко В.И., Цветков А.А. и др. Серии магматических горных пород: проблемы и решения // Изв. АН СССР. Сер.геол., 1967. №3. С.3-13.
12. Богацкий В.В. О волновом характере локализации эндогенного оруденения по вертикали // Проблемы образования рудных столбов. Новосибирск: Наука, 1972. С.22-29.
13. Бонев П.К. Определение относительной растворимости гидротермальных минералов // Геол.рудн.месторожд. 1970. №6. С.103-105.
14. Виноградов В.И. Распределение изотопов серы в минералах рудных месторождений // Изотопы серы и вопросы рудообразования. М.: Наука, 1967. С.7-37.
15. Вольтер Б.В., Сальников И.Е. Устойчивость режимов работ химических реакторов. М.: Химия, 1972. 189 с.
16. Гамкрелидзе И.П. О формировании тектонической структуры Аджаро-Триалетки // Проблемы геологии Аджаро-Триалетки. Тбилиси: Мецниереба, 1974. С.144-154.
17. Гамкрелидзе И.П. Механизм формирования тектонических структур (на примере Аджаро-Триалетской зоны) и некоторые общие проблемы тектогенеза. Тбилиси: Мецниереба, 1976. 225 с.
18. Гамкрелидзе И.П. Тектоническое строение и Альпийская геодинамика Кавказа // Тектоника и металлогения Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1964. С.105-184.
19. Гамкрелидзе П.Д. Геологическое строение Аджаро-Триалетской системы. Монографии №2. Ин-т геол. и минерал. АН СССР. Тбилиси: Изд-ов АН СССР, 1949. 508 с.
20. Гелешвили В.И. Физические свойства горных пород Аджарского рудного района и их роль в формировании сульфидных месторождений: Автореф.дис.канд.геол.-мин.наук Тбилиси, 1973. 26 с.
21. Гелешвили В.И., Салия Д.Г., Джапаридзе Г.А. и др. Зако-

6. Барышев А.Н. О природе "колчеданного шага" // ДАН СССР. 1977. Т.236, №2. С.408-410.
7. Беляев А.А., Червоненко А.Я. Нелинейная математическая модель пространственно-временной эволюции гидротермальной системы // Динамические и физико-химические модели магматогенных процессов. Новосибирск: Наука. 1983. С.13-20.
8. Бенделлиани А.Е. Первичная зональность в гидротермальных месторождениях Грузии // Тр.Технич.ун-та. Геол.об. №3 (44). Тбилиси, 1956. С.32-39.
9. Бернэм К.У. Магмы и гидротермальные флюиды // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1982. С.71-121.
10. Билибин Ю.А. К вопросу о вертикальной зональности рудных месторождений // Зап.Всесоюзн.минерал.об-ва. 1951. Т.80. Вып.2. С. 81-87.
11. Богатиков О.А., Коваленко В.И., Цветков А.А. и др. Серии магматических горных пород: проблемы и решения // Изв. АН СССР. Сер.геол., 1987. №3. С.3-13.
12. Богацкий В.В. О волновом характере локализации эндогенного оруднения по вертикали // Проблемы образования рудных столбов. Новосибирск: Наука, 1972. С.22-29.
13. Бонев П.К. Определение относительной растворимости гидротермальных минералов // Геол.рудн.месторожд. 1970. №6. С.103-105.
14. Виноградов В.И. Распределение изотопов серы в минералах рудных месторождений // Изотопы серы и вопросы рудообразования. М.: Наука, 1967. С.7-37.
15. Вольтер Б.В., Сальников И.Е. Устойчивость режимов работ химических реакторов. М.: Химия, 1972. 189 с.
16. Гамкрелидзе И.П. О формировании тектонической структуры Аджаро-Триалетии // Проблемы геологии Аджаро-Триалетии. Тбилиси: Мецниереба, 1974. С.144-154.
17. Гамкрелидзе И.П. Механизм формирования тектонических структур (на примере Аджаро-Триалетской зоны) и некоторые общие проблемы тектогенеза. Тбилиси: Мецниереба, 1976. 225 с.
18. Гамкрелидзе И.П. Тектоническое строение и Альпийская геодинамика Кавказа // Тектоника и металлогения Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1984. С.105-184.
19. Гамкрелидзе П.Д. Геологическое строение Аджаро-Триалетской системы. Монографии №2. Ин-т геол. и минерал. АН ГССР. Тбилиси: Изд-ов АН ГССР, 1949. 508 с.
20. Гелешвили В.И. Физические свойства горных пород Аджарского рудного района и их роль в формировании сульфидных месторождений: Автореф.дис.канд.геол.-мин.наук Тбилиси, 1973. 26 с.
21. Гелешвили В.И., Салия Д.Г., Джапаридзе Г.А. и др. Зако-

номерности локализации золота в рудах и гидротермальных метасоматитах Южной Грузии // Вопросы геологии и технологии полезных ископаемых Кавказа. Тбилиси: Сабчота Сакартвело, 1979. С.III-II4.

22. Гогуа Р.М. Магнитное поле и палеомагнетизм интрузивных пород Аджарии в связи с проблемой сульфидного оруденения: Автореф. дис.канд.физ.-мат.наук. Тбилиси, 1988. 20 с.

23. Голубев В.С., Гарибянц А.А. Гетерогенные процессы геохимической миграции. М.: Недра, 1968. 192 с.

24. Голубев В.С., Шарاپов В.Н. Динамика эндогенного рудообразования. М.: Недра, 1974. 280 с.

25. Горжевский Д.И., Голева Г.А., Исакович И.З. Рудная зональность на свинцово-цинковых месторождениях СССР // Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений. М.: Наука, 1976. С.184-194.

26. Горшков А.С. О морском продолжении Аджаро-Триалетской складчатой системы // Геотектоника. 1983, №4. С.III-II1.

27. Гугушвили В.И. Приконтактные постмагматические метасоматиты Аджарии // Сообщ. АН ГССР. 1969. Т.53, №1. С.133-136.

28. Гугушвили В.И. О метасоматических формациях Аджарии // Вопросы геохимии и петрологии. Тбилиси: Мецниереба, 1973. С.103-128.

29. Гугушвили В.И. Постмагматический процесс в толеитовых, щелочнобазальтовых и андезитовых вулканических сериях (на примере Аджаро-Триалетской зоны Кавказа): Автореф.дис.геол.-мин.наук. Тбилиси, 1980. 25 с.

30. Гуниава В.Д. Сколитсодержащие околорудные метасоматиты Аджарского рудного района // Сообщ. АН ГССР. 1968. Т.50, №3. С.671-675.

31. Джапаридзе М.Н., Каджая Н.А. Закономерности локализации обогащенных участков рудных тел некоторых месторождений Мерисского рудного поля // Тр. Грузполитехн.ин-та. №6 (134). 1969. С.79-84.

32. Дзоценидзе Г.С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М.: Недра, 1969. 343 с.

33. Долидзе И.Д. Физико-химические условия формирования Мерисского медно-полиметаллического и Лухумского мышьякового месторождения (по данным исследования газово-жидких включений в минералах): Автореф.дис.канд.гесл.-мин.наук. Тбилиси, 1974. 20 с.

34. Еремин Н.И., Сергеева Н.Е. Пирит Джусинского колчеданно-полиметаллического месторождения на Южном Урале // Геология руд. месторождений. 1974. №2. С.76-80.

35. Ефремова С.В., Стафеева К.Г. Петрохимические методы исследования горных пород. М.: Недра, 1985. 511 с.

36. Жабин А.Г., Самсонова Н.С., Астахов Г.Н. Фации рудоотложения, обусловленные контрастным составом вмещающих пород // Геоло-

гия руд. месторождений. 1984. №3. С.73-87.

37. Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. О сопоставлении эффузивных и интрузивных пород палеогенового магматического комплекса Юго-Западной Аджарии // Сообщ. АН ГССР. 1968. Т.52. №3. С.705-710.

38. Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. Дифференциация базальтовой магмы в глубинных коровых очагах в связи с формированием горнблендитов и родственных им пород (на примере Малого Кавказа) // Проблемы геологии Аджаро-Триалетии. Тбилиси: Мецниереба, 1974. С. 99-III.

39. Зиракадзе М.И., Сурамелашвили Р.Г., Зиракадзе Р.М. О западном продолжении и основных этапах развития Аджаро-Триалетской складчатой зоны // Тр. Груз. политехн. ин-та, №3 (248). Тбилиси. 1982. С.94-100.

40. Иваницкий Т.В. Геология, минералогия и геохимия свинцово-цинковых и полиметаллических месторождений Грузии // Тр. ГИН АН ГССР. Монографии, №12. Тбилиси. Изд-во АН ГССР, 1963. 369 с.

41. Иваницкий Т.В., Везиришвили Е.К. Минералогия и геохимия полиметаллического оруденения Мерисского рудного поля (Аджария) // Тр. ГИН АН ГССР. Сер. мин.-петр. Т.У. Тбилиси, 1961. С.5-44.

42. Иваницкий Т.В., Гварамадзе Н.Д., Мchedlishvili Т.Д. и др. Геохимия и металлогеническая специализация интрузивов Аджарии. Тбилиси: Мецниереба. 1969. 148 с.

43. Иваницкий Т.В., Кавиладзе М.Ш., Рубинштейн М.М. Изотопный состав серы свинцово-цинковых и медных гидротермальных месторождений Грузии // Геохимия. 1975. №7. С.990-998.

44. Йенсен М.Л. Изотопы серы и проблемы минерогенеза // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1970. С.129-147.

45. Каджая Н.А. Структура Мерисского рудного узла. Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. Тбилиси, 1974. 21 с.

46. Казицин Ю.В., Рудник В.И. Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород. М.: Недра, 1968. 363 с.

47. Карпов И.К., Киселев А.И., Летников Ф.Л. Моделирование природного минералообразования на ЭВМ. М.: Недра, 1976, 256 с.

48. Кекелия С.А., Ратман И.П., Твалчредидзе А.Г. Методические рекомендации по поискам и локальному прогнозированию молибден-медно-порфирировых месторождений Кавказа (во вторично эвгеосинклинальных зонах). Тбилиси: Сабчота Сакартвело, 1987. 65 с.

49. Ковалев К.А. Шариковые текстуры в метаморфизованных сульфидных рудах Холоднинского месторождения. Генетическая минералогия и геохимия рудных месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1984. С.86-99.



50. Коваленкер В.А., Рыбалов В.Г. О ритмичности вертикальной зональности рудных тел Кочбулакского месторождения // Вертикальная зональность магматогенных рудных месторождений. М.: Наука, 1984. С.140-158.

51. Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1969. III с.

52. Кривцов А.И. Геологические основы прогнозирования и поисков медно-порфировых месторождений. М.: Недра, 1983. 256 с.

53. Кренделев Ф.П., Ждомик С.М., Миронов А.Г. Экспериментальное исследование сорбции золота природными слоистыми силикатами и гидроксидными железами с использованием радиоизотопа  $^{195}\text{Au}$ . Геохимия. 1978. №6. С.891-899.

54. Кузнецов С.С. Аджаро-Триалетская складчатая система // Мат. по геол. и петр. Грузии. Вып.4 (Тр. СОПС СССР, Вып.22). М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1937. С.5-124.

55. Купарадзе М.Д. К вопросу о первичной рудной зональности в эндогенных месторождениях Аджарского рудного района // Сообщ. АН ГССР. 1971. Т.64, №3. С.617-620.

56. Лалиев А.Г., Зиракадзе М.И. К вопросу о стратиграфии среднего эоцена западной части Аджаро-Имеретинского хребта и генезис известняков Хино // Сообщ. АН ГССР. 1970. Т.58, №1. С.

57. Лапухов А.С. Зональность колчеданно-полиметаллических месторождений. Новосибирск: Наука, 1975. 264 с.

58. Леонов Г.П. К вопросу о соотношении и типе геологического развития Аджаро-Триалетской и Восточно-Понтийской тектонических единиц // Вестник МГУ. Сер.геол. 1971. №3. С.27-45.

59. Лордкипанидзе М.Б. Палеогеновый вулканизм Аджарии. Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. Тбилиси, 1971. 18 с.

60. Лордкипанидзе М.Б., Закариадзе Г.С. Палеогеновый вулканизм Аджарии // Проблемы геологии Аджаро-Триалетии. Тбилиси: Мецниереба, 1974. С.74-86.

61. Магалашвили А.Г. Шариковые текстуры в метасоматитах месторождения Вайо (Аджарская АССР). Сообщ. АН ГССР. 1988. Т.129, №1. С.101-104.

62. Магалашвили А.Г., Твалчрелидзе А.Г. Локальная зональность жильного полиметаллического оруденения Мерисского рудного поля (Аджарская АССР) // Сообщ. АН ГССР. 1985. Т.120, №2. С.345-348.

63. Магматические горные породы. Основные породы. Е.Д.Андреева, О.А.Богатиков, А.М.Борсук и др. М.: Наука. 1985. 487 с.

64. Малеев Е.Ф. Критерии диагностики фаций и генетических типов вулканитов. М.: Наука, 1975. 254 с.

65. Маракушев А.А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и магматических горных пород. М.: Наука, 1965. 327 с.

66. Маракушев А.А., Безмен Н.И. Термодинамика сульфидов и окислов в связи с проблемами рудообразования. М.: Недра, 1972. 229 с.
67. Маракушев А.А., Фролова Т.И., Яковлева Е.Б. и др. Магматизм и Земная кора // Вестн. МГУ. Сер. геол. 1977, №1. С.3-29.
68. Милановский Е.Е., Хаин В.Е. Геологическое строение Кавказа. М.: Изд-во МГУ. 1963. 357 с.
69. Набоко С.И. Эволюция гидротермальных систем и их металлоносность // Эволюция вулканизма в истории Земли. М.: 1974. С.391-399.
70. Надареишвили Д.Г. Геохимия редкоземельных элементов в интрузивах Аджаро-Триалетии. Тбилиси: Мецниереба, 1973. 96 с.
71. Надирадзе В.Р. Редкие и рассеянные (малые) элементы в магматических породах и рудах эндогенных месторождений Аджаро-Триалетии // Сообщ. АН ГССР. 1959. Т.23. №1. С.55-60.
72. Надирадзе В.Р., Хмаладзе И.И. Некоторые особенности распределения молибдена в магматических образованиях Аджарского рудного района // Сообщ. АН ГССР. 1969. Т.54, №3. С.633-636.
73. Надирадзе В.Р., Хмаладзе И.И. Об особенностях грейзенизации и содержания олова в породах Аджарского рудного района // Сообщ. АН ГССР. 1971. Т.62, №3. С.621-623.
74. Надирадзе В.Р., Кахадзе Э.И., Купарадзе М.Д. Вопросы металлогении Аджарского рудного района // Проблемы геологии Аджаро-Триалетии. Тбилиси: Мецниереба. 1974. С.134-143.
75. Нарсеев В.А. О соотношении эндогенной зональности и вертикального размаха оруденения в золоторудных месторождениях // Геология и разведка месторождений полезных ископаемых Казахстана. Алма-Ата, 1969. С.7-8.
76. Овчинников Л.Н. Интрателлурические растворы, магматизм и рудообразование. Проблемы магматической геологии. Новосибирск: Наука, 1973. С.318-329.
77. Овчинников Л.Н., Рябова Т.В. Статистические исследования вариаций изотопного состава серы // Геология руд. месторождений. 1975. №6. С.3-19.
78. Онтоев Д.О. Условия и главные факторы возникновения зональности в гидротермальных месторождениях // Зональность гидротермальных рудных месторождений. В 2 т. Т. II. М.: Наука. 1974. С.123-163.
79. Онтоев Д.О. Вертикальная зональность магматогенных рудных месторождений // Вертикальная зональность магматогенных рудных месторождений. М.: Наука, 1984. С.5-24.
80. Павлова И.Г. Меднопорфировые месторождения (Закономерности размещения и критерии прогнозирования). Л.: Недра, 1978. 275 с.

81. Перчук Л.Л. Термодинамический режим глубинного петрогенеза. М.: Наука, 1973. 318 с.
82. Попов П. Геоложки предпоставки за локализация на горнокре-дните ендогенни орудяване в Банато-Среднегорската металогенна зона // Сп. Бълг. геол. д-во. 1982. Т.43. №3. С.65-79.
83. Радкевич Е.А. О типах вертикальной и горизонтальной зональности // Сов.геология, 1959. №9. С.70-85.
84. Рубинштейн М.М., Гогшвили В.Г., Гуниава В.Д. и др. Результаты определения абсолютного возраста некоторых рудных месторождений Грузии по продуктам околорудных изменений // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1968. №5. С.10-18.
85. Рубинштейн М.М., Хуцаидзе А.Л., Насидзе Г.И. и др. Об аргоновом возрасте некоторых магматических образований Аджаро-Триалетской складчатой системы // Вопросы геохимии и петрологии. Тбилиси: Мецниереба, 1973. С.5-16.
86. Рундквист Д.В., Неженский И.Я. Зональность эндогенных рудных месторождений. Л.: Недра, 1975. 224 с.
87. Русинов В.Л. Процессы железо-магнезиального и калиевого метасоматизма в вулканогенных поясах на Востоке СССР // ДАН СССР. 1977. Т.236, №2: С.431-434.
88. Салуквадзе Н.Ш. К стратиграфии палеогеновых отложений Аджарии // Проблемы геологии Аджаро-Триалетии. Тбилиси: Мецниереба, 1974. С.70-74.
89. Саркисян С.Ш. К вопросу о формировании полиметаллического оруденения Аджарии. Тбилиси: Медгиз. 1957. 99 с.
90. Смирнов В.И. Шесть типов первичной зональности гидротермальных рудных тел // Изв. АН СССР. Сер.геол. 1957. №3. С.15-26.
91. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра. 1982. 685 с.
92. Смирнов В.И., Еремин Н.И. О минералого-геохимической зональности сульфидных рудных тел // Зап.Всес.мин.об-ва. Ч.195. 1976. Вып.5. С.598-616.
93. Смирнов С.С. К вопросу о зональности рудных месторождений // Изв.АН СССР. Сер.геол. 1937. №6. С.1071-1082.
94. Твалчрелидзе А.Г., Еремин Н.И., Безмен Н.И. Об условиях образования пирротиновых руд Горной Абхазии по данным лазерного микроанализа // Геохимия. 1974. №4. С.562-569.
95. Твалчрелидзе А.Г., Магалашвили А.Г. Зональность полиметаллического оруденения Мерисского рудного поля // Сообщ. АН ГССР. 1988. Т.129, №2. С.361-364.
96. Твалчрелидзе А.Г., Мусеридзе Н.С., Русадзе В.Г. Некоторые аспекты генезиса медно-порфирового оруденения // Геология руд.мес-орождений. 1984. №4. С.97-101.

97. Твалчрелидзе А.Г., Нарозаули И.Г. Метод геохимического анализа распределения элементов-примесей между сосуществующими минералами // Сообщ. АН ГССР. 1982. Т.105, №2. С.333-336.
98. Твалчрелидзе А.Г., Патаридзе Д.В. Ритмичная зональность жильных свинцово-цинковых месторождений // Геология руд. месторождений. 1987, №4. С.25-34.
99. Твалчрелидзе А.Г., Ярошевич В.З. Генезис стратиформных колчеданных месторождений. М.: Недра. 1981. 131 с.
100. Твалчрелидзе Г.А. Эндогенная металлогения Грузии. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 344 с.
101. Твалчрелидзе Г.А. Опыт систематики эндогенных месторождений складчатых областей. М.: Недра, 1966. 176 с.
102. Твалчрелидзе Г.А. Металлогеническая эволюция Кавказа // Тектоника и металлогения Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1984. С.266-324.
103. Терехов А.А. Особенности строения мезозойско-кайнозойских отложений в восточной части Черного моря (по материалам сейсмических исследований МОВ) // Гестектоника. 1979, №2. С.108-120.
104. Титли С.Р., Бин Р.Э. Медно-порфировые месторождения // Генезис рудных месторождений. В 2 т. М.: Мир. 1984. Т.1. С.245-278.
105. Федотов С.А. О выходных температурах магм, образований, размерах и эволюции магматических очагов вулканов // Вулканология и сейсмология. 1980. №4. С.3-29.
106. Шавишвили И.Д. К вопросу исследования физико-химических условий формирования Мерисского массива (Западная Грузия) // Вопросы геохимии и петрологии. Тбилиси: Мецниереба. 1974. С.112-120.
107. Шавишвили И.Д., Ахвледиани Р.А., Хмаладзе И.И. Состав и структурное состояние кали-натровых полевых шпатов субэлючных пород Мерисского массива // Сообщ. АН ГССР. 1969. Т.53, №1. С.141-144.
108. Шавишвили И.Д., Закариадзе Г.С. Петрохимия Мерисского интрузивного массива // Изв.геол.об-ва ГССР. Вып.1,2. Т.8. 1973. С.56-72.
109. Южно-Черноморский вулканический пояс и его металлогения. М.: Наука, 1985. 96 с.
110. Ярошевич В.З., Твалчрелидзе А.Г. Распределение изотопов серы в сульфидах железа некоторых типов колчеданных месторождений // Зап.Всес.мин.об-ва. 1980. Ч.109. Вып.2. С.146-158.
111. Barnes H.L. Mechanisms of mineral zoning // Econ. Geol. 1962. V.57. N 1. Pp.30-37.
112. Berner R.A. Sedimentary pyrite formation // Amer.J.Sci. 1970. V.268. N 1. Pp.1-23.
113. Cambel B., Jarkovský J. Geochemie der Pyrite einiger Lagerstätten der Tschechoslowakei. Bratislava: Vydavateľstvo Slovenskej akadémie vied. 1963. 493 s.

114. Emmons W.H. The principles of economic geology.// N.Y.: McGraw Hill Book Co., Inc., 1940. 529 p.
115. Geiger P. Sulfidic "Ball ores" and the pebble dikes // Swer. geol. undersökn. Arsbook. Ser.C. 1971. N 662. Pp.1-29.
116. Geoffray J.D., Wignall K. A statistical study of geological characteristics of porphyry-copper-molibdenium deposits in the Cordillerian Belt. Application to the rating of porphyry prospects // Econ. Geol. 1972. V.67. N 5.
117. Gilmour P. Mineralized intrusive breccias as guides to concealed porphyry copper systems// Econ. Geol. 1977. V.72. Pp.209-303
118. Hine R., et al. Porphyry copper deposits of the Southeastern Pacific Islands and Australia. //Econ. Geol. 1978. V.73. N 5. Pp.397-681.
119. Hegemann Fr. Die geochemische Bedeutung von Kobalt und Nickel in Pyrite. // Zeit angew. Miner. 1943. B.4. H.2/3. S. 106-143.
120. Hollister V.F. An appraisal of the nature and source of porphyry copper deposits // Miner.Sci. and Eng. 1975. V.7. N 3.
121. Kravchuk K.G. Model conceptions of phase equilibria in hydrothermal systems // Proceedings sixth IAGOD Symposium. Tbilisi, USSR. Stuttgart: E.Schweizerbart'she Verlagsbuchhandlung. 1984. V.1. Pp.375-378.
122. Kutina J. The distinguishing of the Monoascendent and polyascendent origin of associated minerals in the study of the zoning of the PRIBRAM ore veins // Problems of postmagmatic ore deposition with special reference to the Geochemistry of ore veins. Prague: 1963. V. 1. Pp. 200-206.
123. Kutina J., Park C.F. jr., Smirnov V.I. On the definition and on the relation between zoning and paragenesis // Problems of Postmagmatic Ore Deposition with the Special Reference to the Geochemistry of ore Veins. Prague: The Czechoslovakia Academy of Sciences. 1965. V. 2. Pp.589-595.
124. Metalogeneza neovulkanitov Slovenska /Burian J., Slavkay M., Stohl J., et al. Bratislava: ALFA. 1985. 270 s.
125. Ohmoto H. Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal deposits. //Econ. Geol. 1972. V.67. N 5. Pp.551-578.
126. Park C.F., jr. The zonal theory of the ore deposits. //Econ. Geol. Fiftieth Anniversary Volum. 1955. Pp.226-248.
127. Sillitoe R.H. A reconnaissance of Mexican porphyry copper belt //Trans. Inst. of Min. and Met. 1977. V.86. May. Pp.B 107-B111.
128. Spurr J.E. The ore magmas. N.Y.: McGraw Hill Book Co., Inc. 1923. 915 p.
129. Vokes F.M. "Ball Textures" in sulphide ores. Geol.Fö-ren. Stocholm Forh. 1973. V.95. Pp.403-406.

## Оглавление

Предисловие	3
Введение	5
Глава 1. Краткий очерк геолого-тектонического строения Аджаро-Триалетской зоны	7
Глава 2. Геологическое строение Мерисского рудного поля	9
2.1. Тектоническое положение Мерисского рудного поля	9
2.2. Литолого-стратиграфические особенности палеогеновых вулканогенно-осадочных пород	II
2.3. Петрологические особенности интрузивных пород Мерисского рудного поля	I8
2.4. Структура Мерисского рудного поля	24
Глава 3. Закономерности размещения медно-полиметаллического оруденения Мерисского рудного поля	27
Глава 4. Особенности строения медно-полиметаллических месторождений	3I
Глава 5. Локальная зональность месторождений	39
5.1. История вопроса	39
5.2. Зональность месторождений Мерисского рудного поля	4I
5.3. Интерпретация ритмичной зональности	45
Глава 6. Особенности минералогии медно-полиметаллического оруденения Мерисского рудного поля	46
Глава 7. Генезис медно-полиметаллического оруденения Мерисского рудного поля	54
Глава 8. Медно-порфировое оруденение Мерисского рудного поля	56
Глава 9. О золотоносности Мерисского рудного поля	63
Заключение	66
Литература	67

АРЧИЛ ГЕОРГИЕВИЧ МАГАЛАШВИЛИ  
ЗОНАЛЬНОСТЬ И ГЕНЕЗИС МЕРИССКОГО МЕДНО-  
ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

ТБИЛИСИ  
«МЕЦНИЕРЕБА»

1991

არჩილ გიორგის ძე მაგალაშვილი

მერიის სპილენძ-პოლიმეტალური მადნიანი  
პელის გენეზისი და ზონალობა

Напечатано по постановлению Научно-издательского  
совета Академии наук Грузии

ИБ 4516

Редактор издательства Г. П. Бокучава  
Худож. редактор Г. А. Ломидзе  
Техредактор Н. А. Шовнадзе  
Корректор З. Г. Омарашвили  
Выпускающий Е. Г. Маџсურадзе

Сдано в производство 20.7.1991; Подписано к печати 4.6.1991;  
Формат бумаги 60×84<sup>1</sup>/<sub>16</sub>; Бумага офсетная; Печать офсетная;  
Усл. печ. л. 4,75; Уч.-изд. л. 5,1;

Заказ 1778;

Тираж 400;

Цена 1 руб. 60 коп.

---

გამომცემლობა „მეცნიერება“, თბილისი, 380060, კუტუზოვის ქ. 19  
Издательство «Мецниереба», Тбилиси, 380060, ул. Кутузова, 19

---

საქართველოს მეცნ. აკადემიის სტამბა, თბილისი, 380060, კუტუზოვის ქ. 19  
Типография АН Грузии, Тбилиси, 380060, ул. Кутузова, 19