

ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ
И
МЕТАЛЛОГЕНИИ КАВКАЗА

ТБИЛИСИ
1976

სსრკ გეოლოგიის სამინისტრო
მინერალური წიფლმულის კავკასიის
სამეცნიერო-კვლევითი ინსტიტუტი

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
КАВКАЗСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ
МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ (КИМС)

კავკასიის გეოლოგიისა და მეტალოგენიის პრობლემები

რედაქტორი გ. თვალჭრელიძე

თბილისი
1976

ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ
И
МЕТАЛОГЕНИИ КАВКАЗА

Редактор Г. А. Твалчрелидзе

1910

ТБИЛИСИ
1976



55 (с 41)
55 (47.922)
П. 781

П $\frac{20803}{M 607 (03) 76}$

© КИМС, 1976

Печатается по постановлению Государственного
комитета Совета министров ГССР по делам изда-
тельств, полиграфии и книжной торговли

*

Редактор издательства Н. Н. Коконашвили
Техредактор Э. Б. Бокерия

Сдано в набор 27.3.1974; Подписано к печати
23.3.1976; Формат бумаги 70×108¹/₁₈; Бумага оф-
сетная. Печатных л. 34.65; Уч.-издат. л. 24.55;

УЭ 01447; Тираж 500; Заказ 1667

Цена 2 руб. 50 коп.

Издательство «Мецниереба», Тбилиси, 380060,
ул. Кутузова, 19

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

ПРЕДИСЛОВИЕ

Предлагаемый сборник научных статей геологов КИМСа освещает ряд различных вопросов рудоносности и геологии Кавказа. Условно его можно подразделить на следующие основные разделы:

1. Принципы металлогенического анализа Кавказа. В этой статье, в составлении которой приняли участие представители КИМСа и производственных геологических управлений Кавказа, на новых научных основах разработаны главные вопросы и методика составления металлогенической карты Кавказа. Эта работа является в настоящее время весьма важной для кавказской геологии вообще, вследствие чего статья может оказаться полезной в качестве методического руководства для творческих коллективов, работающих в различных частях отмеченного региона. Основным ее содержанием является разработка существенно новых представлений об особенностях альпийской металлогении Большого Кавказа, связываемых авторами с процессами тектоно-магматической активизации. Существенным представляется и рекомендации по определению металлогенических понятий, разработанных авторами в соответствии с принятой в тектонике номенклатурой.

2. Колчеданные месторождения Кавказа привлекают все большее внимание геологов. В аспекте современных представлений о полигенной их природе составлена обширная статья о результатах изотопных анализов серы в месторождениях Кавказа и их сравнение с колчеданными месторождениями главных рудных провинций мира. Вариации соотношений легких и тяжелых изотопов серы свидетельствует о значительной роли осадочно-вулканогенного рудообразования на первых этапах формирования месторождений в структурных зонах разного типа. Другие статьи данного раздела, посвященные деталям отдельных рудных районов Кавказа, служат иллюстрацией к развиваемым идеям.

3. Пять статей посвящены ртутным месторождениям Большого Кавказа и других районов Средиземноморского пояса. В них с разной детальностью затронуты вопросы структур рудных полей и месторождений, минерального состава, а также общих закономерностей размещения минерализации и ее перспектив.

4. Большая группа статей имеет петрологическое направление, причем затронуты вопросы преимущественно вулканогенных толщ разного возраста, их гидротермального изменения и формационной принадлежности. В меньшей степени исследования распространены на дайковые породы и их металлогеническое значение.

5. Результаты собственно геологических исследований в отдельных районах Кавказа приведены в небольшом числе статей, где они подчинены главной проблеме их рудоносности, либо инженерной геологии.

6. Геология и перспективы отдельных видов нерудных полезных ископаемых—фарфорового камня, силицитов, цеолитов, нефти и газа нашли отражение в пяти статьях.

Сборник завершается теплыми словами в адрес старейшего геолога Кавказа, академика АН Армянской ССР К.Н. Паффенгольца, учениками которого справедливо себя считают многие геологи КИМСа.

† Г.А. Твалчрелидзе, А.В. Нетреба, В.В. Панцулая,
В.Б. Черницын

Научные принципы металлогенического
анализа Кавказа

Последние два десятилетия знаменуются бурным развитием новой отрасли науки о рудных месторождениях – металлогении. После первой металлогенической схемы и принципов металлогенического анализа, разработанных творческим коллективом ВСЕГЕИ под руководством Ю.А. Билибина, исследования в этой области по принципу цепной реакции быстро распространились на все регионы Советского Союза и захлестнули ряд зарубежных стран. Свидетельством популярности идей о закономерной связи рудообразования с общим процессом развития земной коры служат регулярные Всесоюзные металлогенические совещания, в которых в той или иной степени принимают участие все советские геологи, изучающие рудные месторождения.

Совершенно естественно, что в условиях привлечения к металлогеническим исследованиям научных геологических кадров, имеет место творческая переработка, дополнение и исправление первоначальных схем, созданных в 50-ых годах. В частности большие успехи достигнуты при изучении металлогении платформ (Старицкий, 1958, 1965 и др) и областей тектонической активизации (Щеглов, 1968, 1971 и др.), а также при изучении цикличности металлогенической эволюции (металлогенические эпохи) и тилизации рудоносных территорий (металлогенические провинции, зоны и районы).

Вместе с тем, некоторые положения теоретической металлогении всё ещё сохраняются на том уровне, каком они были впервые сформулированы Ю.А. Билибиным (1955).

Территория Кавказа относится к числу относительно детально изученных регионов Советского Союза. Если учесть принадлежность её к Альпийской области Средиземноморского складчатого пояса, где развиты сравнительно молодые геологические формации, лишенные интенсивного метаморфизма, то этот регион может быть использован в качестве опытного полигона для решения полемичных вопросов рудоносности, магматизма, закономерности размещения полезных ископаемых, генезиса рудных месторождений и других.

Металлогении Кавказа и отдельных его частей посвящен ряд исследований, в том числе монографического характера. Однако все они относятся к 50-м и 60-м годам и при условии бурного развития геологических работ самого различного направления и накопления обильных новых фактических материалов, уже не могут служить непосредственным руководством для поисковых работ. Данное обстоятельство в известной степени обусловлено отсутствием общих принципов тектонического и металлогенического анализов. В области металлогении сохранились в силе понятия и термины, принятые еще в начале 50-х годов, тогда как современная геотектоника в своем развитии следует по несколько иному пути. Наблюдающийся ныне разрыв в основных понятиях двух отмеченных геологических дисциплин необходимо ликвидировать. Эта задача в применении к Кавказу приобретает особую актуальность, именно в настоящее время в связи с необходимостью разработки для данного региона общих принципов составления различных сводных карт, в том числе прогнозно-металлогенических, призванных служить целеустремленному направлению детальных поисков.

В предлагаемой статье авторы стремятся конкретизировать основные понятия, необходимые для осуществления металлогенического анализа. Эти понятия относятся как к периодизации металлогенических процессов по времени их проявления, так и районированию конкретных территорий, или проявлению процессов рудообразования в пространстве. Эти два аспекта металлогенического анализа должны находиться в полном соответствии с современным состоянием трех геологических наук, положенных в основу металлогении, освещающей геологические закономерности размещения полезных ископаемых. Тремя отмеченными науками являются геотектоника, учение о магматизме (включая петрографию, петрологию и петрохимию) и учение о рудных месторождениях.

Со времени разработки первой металлогенической схемы геосинклиналей Ю.А. Билибина (1955) и до последнего времени, членение рудных месторождений по возрасту их образования принято в соответствии с этапами (или стадиями) тектонических циклов. Если в схеме Ю.А. Билибина было принято выделять пять этапов - начальный, ранний, средний, поздний и конечный, - то в последующих работах в области теоретической и региональной металлогении, сохранились три главных этапа (стадии) развития геосинклиналей. Эти этапы отдельными авторами именовались различно. В.И. Смирнов (1962) сохранил за ними названия, принятые Ю. А. Билибиным (ранний, средний, поздний), Г.А. Твалчрелидзе (1961) предложил подчеркнуть главное содержание стадий - отношение ко времени замыкания и осушения геосинклиналей (доскладчатая, складчатая, постскладчатая), Х.М. Аб-

дуллаев (1957) в качестве основного содержания этапов принимал эволюцию магматизма (добатолитовый, батолитовый, постбатолитовый). В последнее время проявилась тенденция более тесной увязки стадий металлогенических эпох и тектонических циклов. Так, в некоторых работах использовано название стадий: геосинклинальная, ранне- и позднеорогенная (Твалчрелидзе, 1972), но и здесь по существу сохранены представления о трех стадиях развития геосинклиналей, закономерно сменяющих друг друга во времени.

Между тем, членение тектонических циклов, принятое в современных работах по региональной тектонике (Тектоника, 1972, Хаин, 1971, Богданов и др., 1972) отлично от отмеченных трех стадий. Данное обстоятельство вынуждает разработать новую схему периодизации металлогенических эпох, соответствующую членению тектонических циклов.

Более значительные затруднения ждут нас при попытке систематизации рудных территорий. Здесь приходится иметь дело с геологическими структурами, возникшими на разных стадиях сложного и длительного пути формирования земной коры. При этом они часто столь разнятся между собой, что существует мнение о наличии самостоятельных направлений в этом общем процессе. В частности М.И. Ициксон (1964) в Тихоокеанском поясе выделяет зоны различного изначального строения и характера развития, по существу отрицая принадлежность геологических структур к историческим категориям. Наличие первичных элементов земной коры, обладающих специфическим строением, в частности океанических желобов и островных дуг, предусмотрено в геотектонической гипотезе Н.П. Васильковского (1960). Все это требует переоценки научных принципов металлогенического анализа различных геологических структур земной коры, а в частности - систематики таких структур.

В.Е. Хаин (1971) в литосфере выделяет два элемента первого порядка - континенты и океаны, - обладающие различным строением земной коры. К структурным элементам второго порядка им относятся платформы и подвижные пояса. Континентальными структурами являются континентальные платформы (древние и молодые), геосинклинальные подвижные пояса, эпиплатформенные орогенные пояса. В составе океанов выделяются океанические платформы и внутриокеанические орогенные пояса. Последние, так же как и некоторые из эпиплатформенных орогенных поясов, Е.Е. Милановский (1972) относит к мировой рифтовой системе. Рифтообразование, представляющее в отличие от геосинклинального деструктивный процесс, некоторыми авторами отождествляется с тектоно-магматической активизацией. В частности, М.С. Нагибина (1967) приводит ряд примеров континентальных рифтовых зон, как областей активизации байкальского типа. Ря-

дом исследователей (Смирнов, 1969, Годлевский, 1968) процессы рудообразования на платформах связываются со степенью их активизации. Поэтому термин "активизация" приобретает весьма широкий смысл, под ним понимаются совершенно различные, порой противоположные тектонические, магматические и металлогенические процессы, сопровождающие развитие континентальных структур земной коры.

Поэтому важным вопросом современной теоретической и региональной металлогении является определение места в общей металлогенической эволюции земной коры областей тектоно-магматической активизации. Как следует из анализа работ авторитетного знатока металлогении этих областей А.Д. Щеглова (1968, 1971), под общим наименованием здесь объединяются рифтовые системы и орогенные пояса, в том числе и такие, как для которых С.А. Захаров (1972) предлагает наименование "тергалы". Этими последними он называет подвижные пояса, геосинклинальное развитие которых завершилось, а платформенное состояние еще не наступило. В.Е. Хаин (1971) относит их к эпигеосинклинальным и частично к эпиплатформенным орогенным поясам. Может быть, целесообразно в широком обобщающем понятии "области тектонической активизации" различать три типа структур: континентальные рифты (в том числе типа Красного моря и Калифорнийского залива), эпигеосинклинальные и эпиплатформенные орогенные пояса. Что касается тергалей С.А. Захарова, то с одной стороны они охватывают части орогенного этапа собственно геосинклинального развития (позднеорогенную стадию), а с другой — этапы развития молодой платформы и субплатформенных орогенных поясов. Поэтому для целей регионального металлогенического анализа тергалые пояса целесообразно расчленять на отмеченные типы структур. Тем не менее понятие тергалей для неогей, так же как переходный период от древних геосинклиналей к древним платформам (Туезов, 1966), имеет глубокое геотектоническое, а также металлогеническое содержание.

Представляется целесообразным планетарное металлогеническое районирование осуществлять с учетом следующих главных континентальных геологических структур: 1) подвижные пояса: а) геосинклинальные, б) эпигеосинклинальные орогенные, в) эпиплатформенные орогенные, 2) платформы: а) молодые, б) древние (рис. 1). При такой систематике рифтовые системы и области тектоно-магматической активизации разного типа войдут в виде деталей в состав эпигеосинклинальных и эпиплатформенных орогенных подвижных поясов.

Перечисленные главные типы структур континентальной земной коры представляют собой категории исторические, сменяющие друг друга в процессе формирования литосферы Земли. Если общая направленность этого процесса следует от океана через

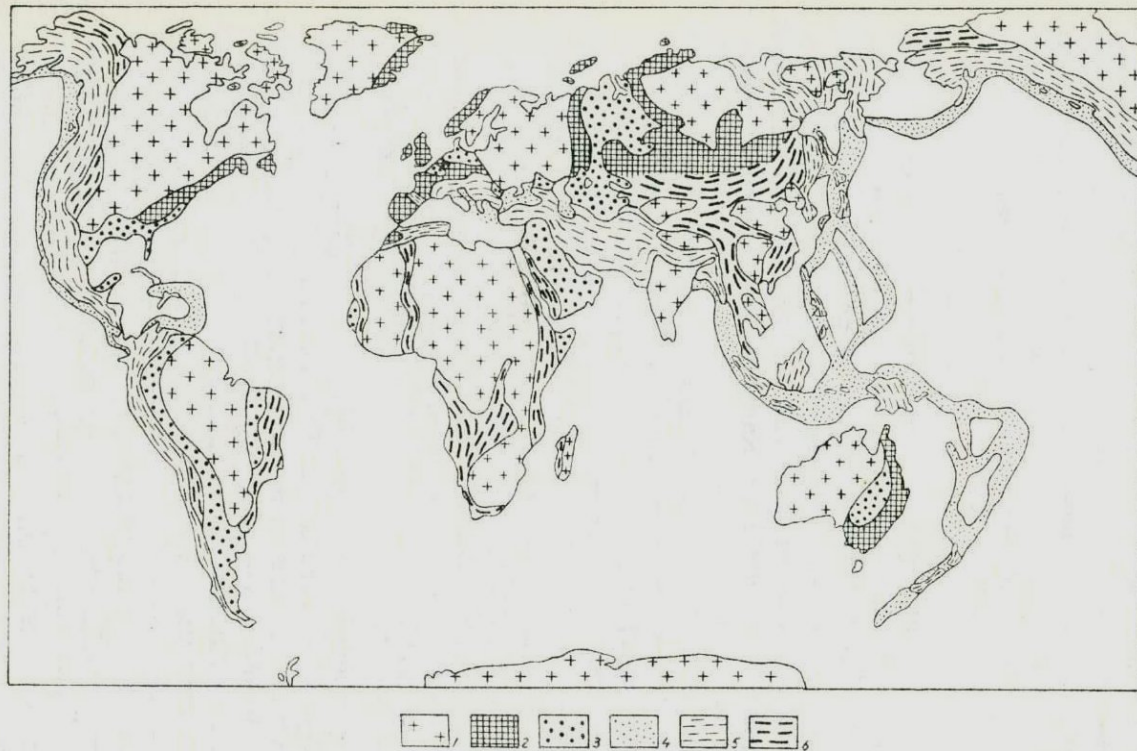


Рис. 1. Схема размещения главных геологических структур континентальной земной коры (по данным В. Хаина и др.).
 1-3 - платформы: 1 - древние (эпикарельские), 2 - молодые (эпибайкальские, эпикаледонские, эпигерцинские), 3 - эпипалеозойские плиты, 4-6 - подвижные пояса: 4 - геосинклинальные, 5 - эпигеосинклинальные орогенные, 6 - эпиплатформенные орогенные.

геосинклинальные и орогенные пояса к платформе, то на отдельных его этапах могут наблюдаться и отклонения от общего пути, частичная регенерация на платформах геосинклинального режима, заложение авлакогенов, континентальных рифтовых систем, вплоть до океанизации континентальной коры. Масштабы этих явлений пока не могут найти точной оценки.

Ниже мы пытаемся найти для целей металлогенического анализа складчатых областей, в частности Кавказа, четкие определения как отдельных стадий их развития, так и конкретных геологических структур, возникающих в результате их проявления.

О стадийности металлогенических эпох

Для целей металлогенического анализа представляется весьма существенным установление этапности формирования континентальной земной коры и выделения стадий развития отдельных геологических структур первого порядка. Такая задача не может быть решена в рамках одной статьи где авторы вынуждены ограничиться рассмотрением на примере Кавказа лишь первых двух категорий подвижных поясов.

Формирование литосферы представляет процесс непрерывный и одновременно периодический. Качественные изменения в геологических структурах, вызывающие их перестройку, обычно вызваны резким повышением интенсивности тектонических движений — тектоническими фазами. Последние объединяются в тектонические циклы и эпохи продолжительностью 150–200 млн. лет. Выделение циклов подразумевает повторяемость геологических явлений в истории развития земной коры, сочетающееся с общей направленностью процесса. Мегациклы, или тектонические мегаэры, объединяют ряд циклов и имеют продолжительность 500–600 млн. лет (Хаин, 1971).

В течение тектонического цикла происходит последовательная смена погруженной поднятием, сопровождающимся осушением геосинклинали и складчатостью ранее накопленных мощных толщ осадочных и вулканогенных осадков. Соответственно выделяется два главных этапа геосинклинального цикла: геосинклинальный и орогенный. Каждый из них может быть подразделен на две стадии: раннегеосинклинальную и позднегеосинклинальную или зрелую, раннеорогенную и позднеорогенную. В отдельных случаях при детальном тектоническом анализе выделяется в каждом этапе три стадии. Так, орогенный этап подразделен А.А. Моссаковским (1969) на три стадии: 1) стадию морских моласс, 2) горообразовательную стадию и 3) стадию верхних континентальных моласс. Каждый из этапов и стадий характеризуются специфическими осадочными и магматическими формациями (Хаин, 1971, Тектоника, 1972, Богданов и др., 1972).

Соответственно тектонической стадийности, следует применять и металлогенические понятия. Так, наиболее удобно металлогенические эпохи выделять в возрастных рамках тектонических циклов, по аналогии с последними также различая этапы (геосинклинальный, орогенный) и стадии (ранне-позднегеосинклинальная, ранне-позднеорогенная) металлогенических эпох. При этом нужно думать, что в общем случае с достаточным на то основанием удастся выделить в каждом этапе две стадии металлогенических эпох, и лишь в редких случаях - три. Металлогенические эпохи, как и тектонические циклы, бывают полными (завершенными) или неполными (незавершенными) в случае редуцированности отдельных этапов или их стадий.

Тектонические циклы, четко выделяемые в развитии геосинклинальных областей, в значительной степени затушеваны в других структурах земной коры. Но тем не менее они могут быть отмечены как в подвижных поясах, так и на платформах по повторяющейся смене погружений поднятиями, морских осадков континентальными, основного магматизма кислым, а также тектоническими фазами (Хаин, 1971, Богданов, и др., 1972). Тектонические циклы геосинклиналей и платформ, по-видимому, являются следствием единой причины и их не следует разрывать во времени и пространстве, хотя возрастные границы их часто не совпадают. Вместе с тем этапы и стадии отдельных циклов в эпиплатформенных орогенных поясах, соответствующие развитию геосинклинальных областей, выделить не удастся и их содержание, надо думать, иное (Щеглов, 1968).

О металлогеническом районировании складчатых областей

Принципы металлогенического районирования отдельных структурных элементов земной коры различны. Располагая конкретным материалом по металлогении Кавказа, авторы естественно ограничиваются здесь рассмотрением структур геосинклинальных и эпигеосинклинальных орогенных подвижных поясов.

Развитие сложного, или большого, геосинклинального пояса охватывает длительное время, соизмеримое с мегациклом, а иногда и большее, в связи с чем все геосинклинальные пояса являются полициклическими. Таким поясам, границы которых намечены М.В. Муратовым (1965, 1972), соответствуют металлогенические пояса. В конце каждого полного цикла часть геосинклинального пояса испытывает консолидацию и образует складчатую область определенного возраста. Так, в Средиземноморском поясе можно выделить Герцинскую область Центральной Европы, Пиренейского полуострова и Магриба, а также Европейскую Альпийскую область. В.Е. Хаин геосинклинальными областями назы-

вает крупные поперечные сегменты пояса, отсеченные поперечными разломами и отличающиеся особенностями геологического развития. Части же пояса, закончившие геосинклинальное развитие в течение одного цикла, он именует моноциклическими, или простыми геосинклинальными поясами. В соответствии с этим и рекомендуется выделять в металлогенических поясах металлогенические области.

Следующим подразделением геосинклинальных поясов является геосинклинальная система, отделяющая срединные массивы от платформ и друг от друга и дифференцированная на отдельные геосинклинальные и геоантиклинальные зоны (Шатский, 1946). Исходя из приведенного определения геосинклинальной системы мы полагаем, что в недавней статье А.А. Богданова с соавторами (1972) формулировка этого понятия не достаточно четкая – в ней противопоставляются друг другу геосинклинальные и геоантиклинальные системы. Думаем, что более удобно для целей металлогенического анализа сохранить первоначальное определение Н.С. Шатского, в соответствии с которым в геосинклинальной системе наблюдается чередование между собой частных геосинклиналей и геоантиклиналей.

Геосинклинальные системы, так же как разделяющие их срединные массивы, при условии их рудоносности, целесообразно именовать металлогеническими провинциями, а слагающие их минерализованные частные геосинклинальные и геоантиклинальные зоны (интрагеосинклинали и интрагеоантиклинали по В.В. Белоусову, 1962) – металлогеническими зонами. Впрочем, последние могут и не совпадать с первоначальными геосинклинальными зонами, а пересекать их, либо охватывать части этих структур (Твалчрелидзе, 1972).

Металлогенические (структурно-фациальные) зоны представляют собой эмбриональные ячейки, сочетание которых определяет металлогеническую специфику отдельных рудных провинций и поясов. Типы рудных провинций, выделяемые В.И. Смирновым (1962), А.И. Семеновым и др. (1967) и другими исследователями, начиная от Е.А. Радкевич (1959), по существу определяются именно определенным набором металлогенических зон, характеризующих то или иное направление развития земной коры на данном ее участке.

Среди металлогенических зон следует различать совпадающие с тектоническими элементами, определяющими развитие провинции в геосинклинальном этапе тектонического цикла. Такие зоны Ж. Обуэн (1967) называет изопическими, противопоставляющимися собственно структурным зонам, возникающим в орогенный этап тектонического цикла. Соответственно необходимо различать металлогенические зоны первичные, или геосинклинальные, и металлогенические зоны наложенные, или орогенные.

Систематику геосинклинальных зон рекомендуется производить с учетом опыта, недавно предпринятого одним из авторов настоящей работы (Твалчрелидзе, 1972). Опыт этот основан на подразделении геосинклинальных зон, как это делал Г. Штилле (1964) на примере тектоники Северной Америки, на эвгеосинклинали, занимающие внутреннее положение в системе (интерниды), и миогеосинклинали, внешние зоны системы (экстерниды). Те и другие характеризуются специфическими осадочными и магматическими формациями. В последующих работах на эту тему М. Кэя (1955) первоначальная идея Г. Штиллы была несколько искажена.

Каждый из типов зон в свою очередь дифференцирован более подробно. Миогеосинклинали подразделены по характеру слагающих их формаций в свое время М.В. Муратовым (1962), что для металлогенического анализа не представляет непосредственного большого интереса. В эвгеосинклиналях рекомендуется выделять четыре главных типа: офиолитовый, вулканогенный, терригенный и сланцевый. Два из них раньше были выделены Г.С. Дзодзенидзе (1948) с позиций их магматизма, а вслед за ним Л.П. Зоненшайном (1969) — с тектонических. Эти типы нашли металлогеническую характеристику в отмеченной работе Г.А. Твалчрелидзе (1972).

Менее четко тектоническим структурам заложенным на геосинклинальном этапе соответствуют металлогенические зоны орогенного этапа. Обычно они совпадают с наложенными, вновь образованными структурами, либо с отдельными их элементами. Реже изопические геосинклинальные зоны унаследованно развиваются в своих границах и в орогенном этапе. К собственно-орогенным металлогеническим зонам относятся наложенные прогибы и поднятия, обычно сложенные различными молассаами, а также крупные разломы, контролирующие магматизм и рудопроявления.

Металлогенические зоны подразделяются на рудные районы или рудные зоны в зависимости от морфологических особенностей территории. В первом случае они изометричные, во-втором — линейные (Шаталов, 1959). Следующей единицей, наиболее мелкой для среднемасштабных карт, является рудное поле. Оно представляет собой рудоносную структуру, или ее часть, либо массив рудоносных изверженных пород, в пределах которых рудные месторождения образуют тесную группу, объединенную общими рудоконтролирующими факторами и обычно относящуюся к единой рудной формации. В табл. 1 приведена попытка сопоставления между собой основных тектонических и металлогенических понятий.

Предлагаемая ниже для обсуждения схема металлогении Кавказа иллюстрирует использование приведенных выше соображений, а также нового фактического материала по рудоносности этой обширной и геологически сложно построенной территории.

Схема систематики основных тектонических, магматических и металлогенических понятий применительно к геосинклинальным и эпигеосинклинальным подвижным поясам

| Ранг явлений | Периодизация геологических явлений | | Формационное подразделение | | | Районирование | |
|--------------|--|--|--|---|--|--|-----------------------------------|
| | Тектоническая | Металлогеническая | Осадконакопление | Магматизм | Металлогения | Тектоническое | Металлогеническое |
| 1. | Мегацикл | - | - | - | - | Геосинклинальный (складчатый) пояс | Металлогенический пояс |
| 2. | Полный тектонический цикл | Металлогеническая эпоха | - | - | - | Геосинклинальная (складчатая) область | Металлогеническая область |
| 3. | Тектонический цикл | Металлогеническая эпоха | Серия осадочных формаций | Серия магматических формаций | Серия рудных формаций | Геосинклинальная (складчатая) система, срединный массив. | Металлогеническая провинция |
| 4. | Этап тектонического цикла (геосинклинальный-орогенный) | Этап металлогенической эпохи (геосинклинальный-орогенный) | Группа осадочных формаций (структурный комплекс) | Группа магматических комплексов | Группа рудных комплексов | Геосинклинальная зона (геосинклиналь-геоантиклиналь), структурно-формационная зона | Металлогеническая зона |
| 5. | Стадия тектонического цикла | Стадия металлогенической эпохи (ранне-позднегеосинклинальная, ранне-позднеорогенная) | Комплекс (ряд) осадочных формаций, слагающих структурный этаж. | Магматический комплекс | Рудный комплекс (ряд генетически связанных формаций) | Геосинклинальная подзона, крупная складчатая структура (антиклинорий, синклинорий) | Рудный район |
| 6. | Тектоническая фаза | Этап минерализации | Осадочная формация | Магматическая формация | Рудная формация Рудная субформация | Антиклинали, синклинали, региональные разломы и др. структуры | Рудное поле, рудное месторождение |
| 7. | Локальные тектонические подвижки | Стадия минерализации | Пачки слоев (литофации) | Разновидности магматических пород (фации глубинности) | Минеральный тип | Локальные рудоуправляющие структуры (складчатые и разрывные) | Рудное тело |

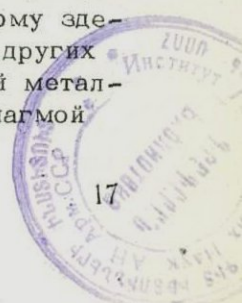
В качестве основного метода построения такой схемы принят метод формационного анализа, развиваемого ныне в области металлогении многими исследователями (Шаталов и др., 1964, В. Кузнецов, 1966, 1972, Константинов, 1965 и другие).

Схема металлогении Кавказа

1910
Кавказ входит в состав Альпийской геосинклинальной области Большого Средиземноморского складчатого пояса (Муратов, 1972). К нему относятся Скифская эпигерцинская плита, геосинклинальные системы Большого и Малого Кавказа и разделяющий их Закавказский срединный массив (рис. 2). В истории геологического развития Кавказа выделяются три геологических цикла: байкальский, герцинский и альпийский (Милановский, Хаин, 1963). Первый из них ознаменовался формированием древнего кристаллического фундамента, сложенного метаморфизованными осадками верхнего рифея и нижнего кембрия, выступающего в Центральном Кавказе и Закавказских массивах. Замыкание древней геосинклинали, охватившей обширные области далеко за пределами Кавказа в Карпатах, Балканах и Передней Азии, произошло на границе раннего и позднего кембрия, о чем свидетельствуют верхнекембрийские молассы Северного Кавказа (А.Л. Лунев, Ю.Я. Потапенко). Металлогения байкальского цикла возможно некогда и была продуктивной, но впоследствии древние месторождения были уничтожены неоднократно проявленным интенсивным метаморфизмом. Поэтому мы не имеем возможности выделить на Кавказе байкальскую металлогеническую эпоху.

Нет оснований для выделения и самостоятельной каледонской металлогенической эпохи, поскольку регенерация геосинклинального режима после байкальской тектонической эпохи наступила лишь после раннего девона. Полный герцинский тектонический цикл проявился в Предкавказье и Северокавказском краевом массиве. В других местах с герцинской тектонической эпохой связан интенсивный метаморфизм, гранитный магматизм и гранитизация (зона Главного Кавказского хребта и Закавказские кристаллические массивы). Более значительная часть Кавказа в палеозое развивалась в квазиплатформенных и отчасти миогеосинклинальных условиях (Белов, 1969) (рис. 3).

Герцинская металлогеническая эпоха в своем полном выражении проявилась в северной части Кавказа, ныне представленной эпигерцинской платформой и Северокавказским краевым массивом. Эта часть Кавказа может быть отнесена к герцинидам, которые больше нигде на Кавказе не встречаются. Поэтому здесь выделяются все этапы и стадии герцинской эпохи. В других местах выступают лишь отдельные фрагменты герцинской металлогении в виде месторождений, связанных с гранитной магмой (напр. пегматитовые жилы Дзирульского массива).



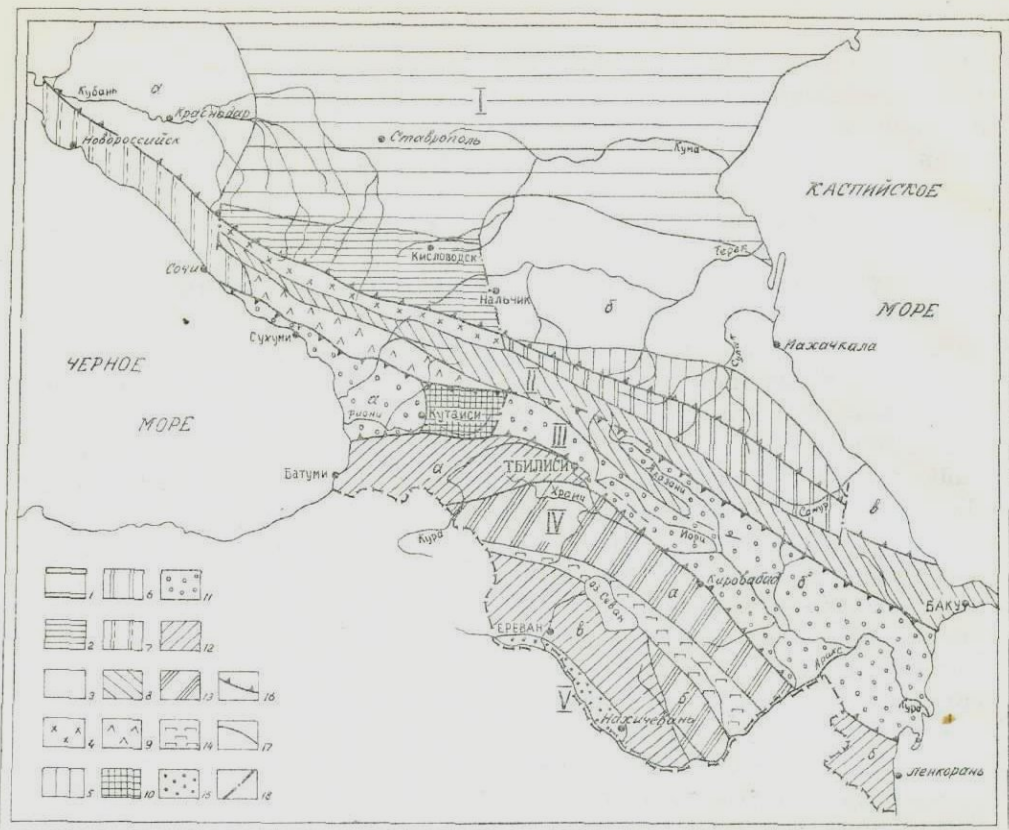


Рис. 2. Схема расположения основных геоструктурных зон Кавказа (по данным Е.Е. Милановского и В.Е. Хаина, П.Д. Гамкредидзе и др.).

I. Предкавказье: 1 - Скифская эпигерцинская платформа, 2 - Лабино-Малкинская зона (южная часть Скифской платформы, вовлеченная в поднятие Большого Кавказа), 3 - Краевые прогибы: а) Кубанский, б) Терекский, в) Кусарский.

II. Большой Кавказ, 4 - Центральное поднятие кристаллического ядра Главного хребта, 5 - Сланцевая зона Дагестана, 6 - зона восточного погружения Главного хребта, 7 - флишевая зона западного погружения Главного хребта, 8 - зона Южного склона, 9 - Гагринско-Джавская вулканогенная подзона.

III. Закавказский срединный массив, 10 - Дзирульская зона поднятия, 11 - зоны межгорного прогиба: а) Рионская, б) Куринская.

IV. Малый Кавказ: 12 - зоны, испытавшие геосинклинальное развитие в мелу и палеогене: а) Аджаро-Триалетская, б) Талышская, в) Армянская, 13 - зоны, испытавшие геосинклинальное развитие в юре: а) Сомхетско-Карабахская, б) Кафанская: 14 - Севано-Акеринская мел-палеогеновая офиолитовая зона.

V. Иранский срединный массив: 15 - Приараксинская зона. Главные глубинные разломы: 16 - пограничные между крупными геоструктурными зонами (зубцы со стороны опущенного блока), 17 - продольные, 18 - поперечные.

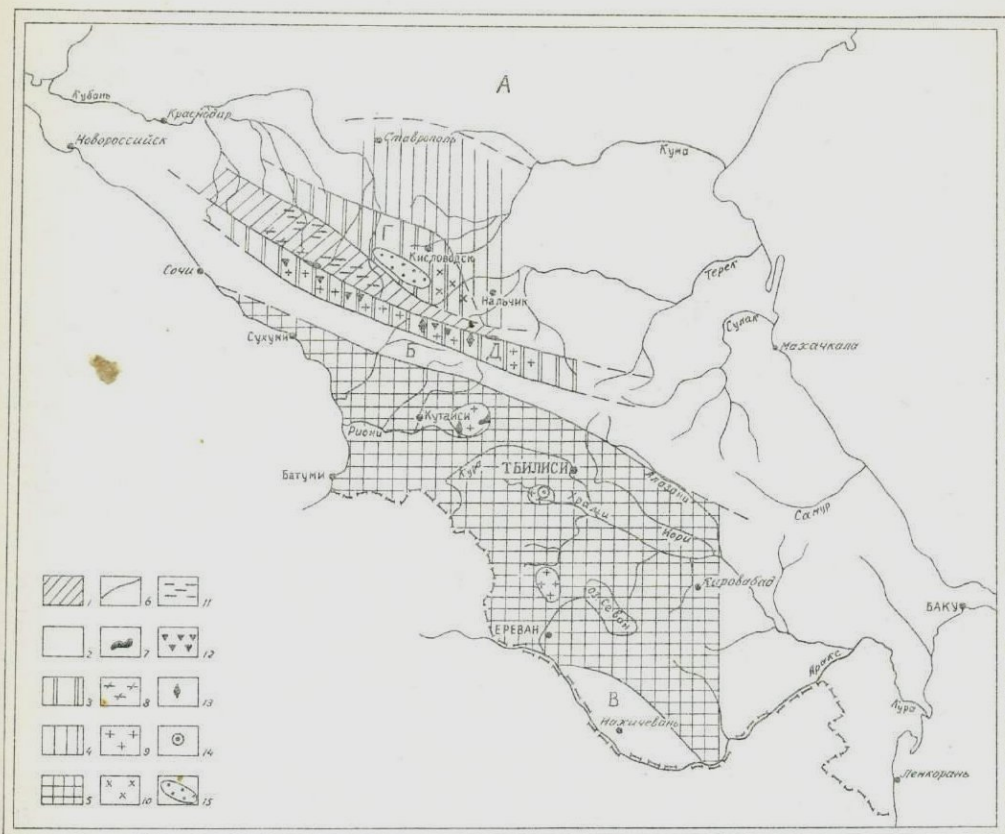


Рис. 3. Палеотектоническая схема Кавказа и расположение типоморфных рудных формаций герцинской металлогенической эпохи (с использованием данных Ш. Адамия, Е. Милановского и В. Хайна, В. Черницына и др.).

Структурно-формационные зоны: 1 - эвгеосинклиналь Передового хребта, 2 - миогеосинклинали: А - Предкавказья, Б - южного склона Большого Кавказа, В - Приараксинская, 3 - эвгеосинклинали: Г - Бечасынско-Кисловодская, Д - Главного хребта, 4 - Ставропольское поднятие, 5 - Закавказский срединный массив, 6 - условные границы зон.

Интрузивный магматизм геосинклинального этапа: 7 - раннегеосинклинальные гипербазиты, 8 - позднегеосинклинальные габброиды и плагиограниты. Интрузивный магматизм орогенного этапа: 9 - магматические и метасоматические граниты (без расчленения), 10 - микроклиновые граниты, Рудные формации: 11 - раннегеосинклинальная медноколчеданная, 12 - раннеорогенная мышьяково-редкометалльная, 13 - раннеорогенная редкометалльно-пегматитовая, 14 - раннеорогенная кварц-молибденитовая и шеелитовая, 15 - позднеорогенная полиметаллическая.

Геосинклинальный этап герцинской металлогенической эпохи на Северном Кавказе проявился в следующих зонах (Черницын и др., 1971): 1) вулканогенной эвгеосинклинали Передового хребта, 2) эвгеоантиклинали Главного хребта, 3) Бечасынской терригенной эвгеоантиклинали (рис. 3). Тип геосинклинальных зон орпеделен в соответствии с отмеченным выше опытом их систематики (Твалчредидзе, 1972). Герцинская геосинклинальная система Большого Кавказа наложена на байкальский фундамент и унаследовала в основных чертах его структурный план, чем объясняется четкая дифференциация системы на разнотипные зоны.

К геосинклинальному этапу по данным В.Б. Черницына и др. (1971) можно отнести месторождения зоны Передового хребта. Последняя протягивается в субширотном направлении на 300 км при средней ширине 20 км. Она сложена мощными, до 10 тыс. м осадками терригенной, диабаз-альбитофировой, карбонатно-терригенной и флишевой формаций, подразделенных на ряд свит, охватывающих возрастной интервал от среднего девона до карбона включительно. Анализ этих формаций позволяет геосинклинальный этап герцинского цикла разделить на две стадии. К раннегеосинклинальной стадии следует отнести среднедевонские песчано-глинистые отложения бахмуткинской свиты и мощные вулканогенно-осадочные породы диабаз-липаритового и спилит-дацитового состава кизылкольской свиты среднего девона. Последние вмещают главные медноколчеданные месторождения зоны Передового хребта: Урупское, Худесское, Бескесское, Быковское, Даутское и другие, изученные Н.С. Скрипченко (1966), В.И. Буадзе (1962) и другими.

Выше залегает карджуртская свита среднего-верхнего девона, сложенная туфогенными породами, чередующимися со сланцами и известняками. К ней приурочены зоны пиритизации и небольшие залежи медноколчеданных руд (Урупский район). Верхние части данной свиты, сложенные верхнедевонскими песчаниками и конгломератами, а также лежащие выше карбонатно-терригенные породы пастуховской свиты верхнего девона и кольтюбинской свиты нижнего карбона, налегают на карджуртскую свиту с угловым несогласием и должны быть отнесены к зрелой, позднегеосинклинальной стадии геосинклинального этапа герцинской металлогенической эпохи. В этих отложениях преобладают флишеидные формации, а вулканогенные породы играют подчиненную роль. Интрузивный магматизм этой стадии проявился более активно, чем в предыдущее время, когда образовались лишь небольшие массивы и дайки ультраосновных пород, сопровождаемые специфической рудной минерализацией (Кропачев, 1964). Позднедевонское-раннекарбовое время знаменуется формированием небольшого размера массивов изверженных пород габбро-гранодиоритовой, а также сиенито-диоритовой формаций. Металлогения этой стадии мало продуктивна и представлена небольшими жиль-

ными медными, золоторудными и скарновыми медно-магнетитовыми рудопроявлениями.

Орогенный этап герцинской металлогенической эпохи начинается на Большом Кавказе крупной тектонической фазой в конце раннего карбона и охватывает все позднепалеозойское и триасовое время. В этот период поднятие и осушение геосинклинали, сопровождаемое интенсивным складко- и горообразованием, распространяется на обширную территорию к северу от Пшекиш-Тырныаузской шовной зоны и здесь, начиная с ранней юры, устанавливается платформенный режим. В зоне Передового хребта, формирующейся в качестве крупного межгорного прогиба, в верхнем палеозое накопились мощные молассы. Гранитоидный магматизм, характерный для сопредельных геоантиклинальных структур, в данной зоне проявился слабо (граниты Даховского и Сакракского массивов на западе зоны), но субсеквентный, субаэральный вулканизм развит широко в пермских красноцветных молассах.

Металлогения орогенного этапа в зоне Передового хребта почти повсеместно редуцирована, лишь некоторые ртутные рудопроявления северной периферии зоны (Котел, Кышкыт и др.) рядом исследователей (Черницын и др., 1971, Твалчрелидзе, 1972) предположительно относятся к позднеорогенной стадии этого этапа.

Зона Главного хребта, расположенная в осевой части Большого Кавказа, сложена древними метаморфическими породами. В ее пределах геосинклинальные палеозойские осадки присутствуют в крайне ограниченном количестве. В раннеорогенную стадию гранитообразованием была охвачена обширная территория зоны, в результате чего примерно половина ее сложена верхнепалеозойскими гранитоидами и их жильными дериватами - аплитами, аляскитами и пегматитами. Среди них различаются метасоматические и собственно магматические массивы (Г.Л. Одикадзе). Первые из них в металлогеническом отношении не только стерильны, но по данным некоторых исследователей (О.Ш. Надарейшвили) микроклинизация уничтожает существовавшие ранее месторождения арсенопирита и шеелита. С палингенной же гранитной магмой связано формирование месторождений и рудопроявлений олова, молибдена, вольфрама и мышьяка, отчасти пегматитовой и грейзеновой, а преимущественно - плутоногенной гидротермальной (кварцевой жильной) формаций.

Бечасынская геоантиклинальная зона, оконтуривающая с севера эвгеосинклиналь Передового хребта, в орогенный этап также служила ареной интенсивного гранитоидного магматизма. В отличие от зоны Главного хребта, граниты здесь преимущественно магматические, а пегматитовые жилы отсутствуют. Металлогения раннеорогенной стадии герцинской эпохи в Бечасынской зоне почти полностью редуцирована, а позднеорогенная стадия выражена здесь отчетливо - к ней относятся небольшие, но про-

мышленные месторождения жильной галенит-сфалеритовой (Эльбрус, Каку, Тызыл) и жильной баритово-свинцовой (Чочу-Кулак, Аманакол) рудных формаций, парагенетически связанных с пермскими кварц-порфирами.

В Закавказских кристаллических массивах геосинклинальный этап герцинского цикла не сопровождался металлогеническими процессами. С раннеорогенной стадией связывается образование небольших пегматитовых месторождений Дзирульского массива (Шроша и др.), золоторудные и шеелитовые оруденения Агверанского массива (Асланян, 1958), возможно проявления грейзеновой медно-молибденовой формации Храмского массива (Мамула-Сопели).

Таким образом, металлогения различных стадий герцинской эпохи проявилась полностью в различных тектонических секторах геосинклинальной стадии Большого Кавказа. Ранне- и позднегеосинклинальная, а также позднеорогенная стадии имеют своих характерных представителей в вулканогенной эвгеосинклинали Передового хребта, раннеорогенная стадия - в зоне Главного хребта и позднеорогенная - в Бечасынской зоне (см. табл. 2).

Последующее геологическое развитие Кавказа в промежутке времени юра - антропоген принято рассматривать в рамках единого альпийского тектонического цикла. Вместе с тем, для целей металлогенического анализа этот цикл необходимо разделить на два - 1) раннеальпийский или киммерийский, 2) позднеальпийский или собственно альпийский. Граница между ними уверенно прокладывается на рубеже раннего и позднего мела.

Киммерийский тектонический цикл и соответствующая ему металлогеническая эпоха полностью проявились на Большом Кавказе, тогда как в тектонических зонах Малого Кавказа - Сомхето-Карабахской и Кафанской - редуцирован орогенный этап этого цикла. В киммерийском цикле геосинклинальная система Большого Кавказа сместилась к югу и роль внутренней ее зоны выполняет Южный склон. Вся северная часть системы после герцинского цикла выступает в качестве молодой эпипалеозойской платформы, где в мезозое и кайнозое отлагались осадки чехла. Граница между платформой и геосинклиналью проводится по Пшекиш-Тырынаузской шовной зоне (Милановский, Хаин, 1963). Юрская геосинклиналь Большого Кавказа в конце раннеальпийской тектонической эпохи испытала консолидацию и в течение последующего периода времени развивалась в качестве орогенного эпигеосинклинального пояса. В ее пределах в собственно альпийском цикле сохранились лишь узкие унаследованные миегеосинклинальные флишевые зоны.

В пределах Малого Кавказа на байкальской плите в начале юры, а особенно интенсивно - в раннем мелу, развивались эвгеосинклинальные прогибы, консолидация которых произошла в течение позднеальпийской тектонической эпохи. Таким образом, в направлении с севера на юг от герцинского до альпийского ци-

кла на Кавказе наблюдается последовательное отмирание геосинклинального режима, появление молодых платформ, киммерийского и альпийского орогенных поясов. Такой тектонической эволюции соответствует эволюция металлогеническая.

Геосинклинальный этап киммерийской эпохи на Большом Кавказе знаменуется погружением зоны Южного склона, унаследованной от герцинского цикла, сопровождающимся активным основным магматизмом. Данное обстоятельство фиксирует смену миогеосинклинального режима, существовавшего здесь в палеозое, эвгеосинклинальным (Милановский, Хаин, 1963). К северу от зоны Южного склона размещались Приводораздельная, Южная и Северная зоны, Большого Кавказа а на юге – Закавказский срединный массив, который наравне со Скифской платформой служил жесткой рамой киммерийской геосинклинали.

В раннегеосинклинальную стадию, охватившую лейас, а в южной части Южного склона (Гагринско-Джавская зона П. Гамк-релидзе, 1957) – и байос, образовались многочисленные гидротермальные рудопроявления меднопирротиновой формации, в том числе пластообразные колчеданно-полиметаллические и меднопирротиновые месторождения сложного гидротермально-осадочного генезиса (Смирнов, 1967, Твалчрелидзе, Буадзе, 1972). Устанавливается их парагенетическая связь с геосинклинальным вулканизмом.

Позднегеосинклинальная стадия киммерийской эпохи, выделяемая здесь впервые, объединяет верхнелейасский, байосский, а частично и нижнебатский магматизм и металлогению. Сюда относятся кератофиры Северного Кавказа, а также массивы габбро-плагиогранитной формации (Санчарский и Эцерский комплексы) Большого Кавказа. С отмеченными магматическими образованиями предположительно парагенетически связаны жильные кварцево-полиметаллические месторождения садонского типа (Твалчрелидзе, 1972) и скарново-магнетитовые рудопроявления Санчаро и Кирар.

К орогенному этапу на Большом Кавказе относятся угленосные и пестроцветные молассы средне-верхнеюрского возраста, развитые в зонах поднятий, тогда как погружения выполнены морскими эпиплатформенными, либо флишевыми осадками.

Магматизм раннеорогенной стадии представлен Келасурским массивом Гранита, с которым генетически связаны мелкие рудопроявления пегматитовой и кварцево-жильной молибденит-шеелит-касситерит-арсенопиритовой формации.

Металлогения позднеорогенной стадии киммерийской эпохи, в соответствии с издавна разработанной схемой (Твалчрелидзе, 1961), представлена месторождениями жильных кварцево-галенит-сфалеритовой и баритовой формаций, а также стратиформной свинцово-цинковой в карбонатных породах. Справедливость этих прежних построений ныне подтверждается данными определения радиологического возраста гидротермально-измененных вмещаю-

щих пород (М.М. Рубинштейн).

На Малом Кавказе орогенный этап киммерийского тектонического цикла отсутствует, а геосинклинальный этап подразделяется на две стадии: ранне- и позднеорогенную. В период, соответствующий первой из них (ранняя, частично средняя юра) образовались юрские вулканогенные толщи порфиритового и кератофиритового состава, слагающие Сомхето-Карабахскую и Кафанскую зоны. С ними ассоциируются и, по-видимому, связаны парагенетически, многочисленные месторождения колчеданной формации (Алаверды, Шамлуг, Кедабек, Чирагидзор, Таганалы, Кафан и др.). С позднегеосинклинальной стадией (средняя и поздняя юра) связано внедрение интрузивных дериватов базальтоидной магмы, являющихся комагматами юрского вулканизма. С ними ассоциируются месторождения скарново-магнетитовой (Дашкесан, Ноэмберян), жильной кварцево-полиметаллической (Дамблуд, Мехмана), жильной баритовой (Човдар) и некоторых других рудных формаций. В поздней юре и раннем мелу значительная территория Малого Кавказа представляла собой сушу - морские осадки этого возраста имеют небольшое распространение. Данное обстоятельство и позволяет провести грань между киммерийским и альпийским тектоническими циклами.

Геологическое развитие Большого и Малого Кавказа в альпийском цикле различно. В первом случае эвгеосинклинальный режим прекратился в средней юре и накопление флиша в остаточных миогеосинклинальных зонах не сопровождалось процессами магматизма и металлогении. На Малом Кавказе, наоборот, альпийский цикл выражен полностью двумя этапами и их стадиями. Геосинклинальный этап здесь охватывает поздний мел-средний эоцен. В это время на периферии юрских поднятий Сомхето-Карабахской зоны формируются меловые вулканогенные прогибы, соединяющиеся с меловыми Аджаро-Триалетской и Севано-Курдистанской эвгеосинклинальными зонами. Вторая из них представляет внутренний прогиб геосинклинальной системы Малого Кавказа (рис. 4).

В раннегеосинклинальную стадию отлагаются мощные толщи вулканогенно-осадочных пород базальт-липарит-дацитовой и андезит-базальтовой формаций. Габбро-пироксенит-дунитовая формация Севано-Курдистанской зоны сопровождается типичными образованиями офиолитовых глубинных разломов - меланжем, радиоляритами и яшмами. В течение этой стадии образовались месторождения и рудопроявления колчеданной, гематито-пиролозитовой, хромитовой, вкрапленной вулканогенной медно-полиметаллической и других рудных формаций.

Позднегеосинклинальная стадия, охватывающая конец среднего - поздний эоцен, проявлена отложениями флишевых толщ и регрессивных вулканогенно-осадочных пород. В это время внедряются интрузивные комагматы вулканогенных толщ, представленных толщ, представленные массивами габбро-плаггиогранитной,

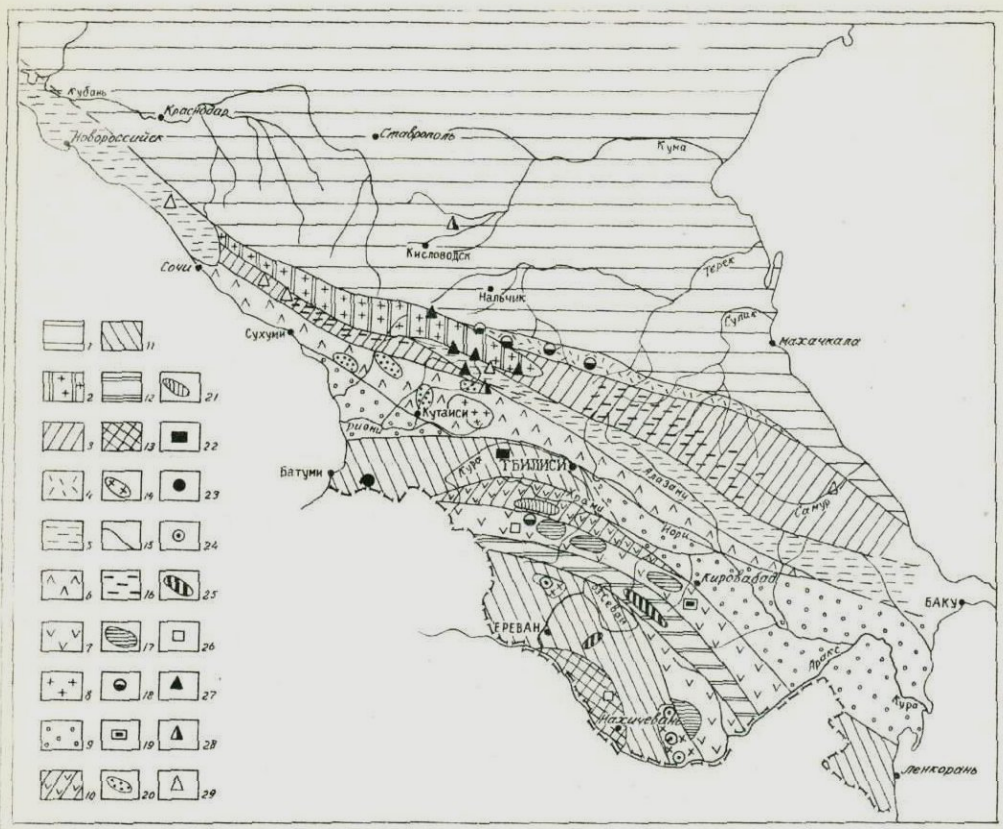


Рис. 4. Палеотектоническая схема Кавказа и расположение важнейших рудных формаций киммерийской и альпийской металлогенической эпохи (с использованием данных И. Магакьяна, Е. Милановского и В. Хаина, В. Черницына и др., Г. Твалчрелидзе В. Панцулая и др.).

Главные структурно-формационные зоны: 1 - эпигерцинская платформа Предкавказья, 2 - унаследованная геоантиклиналь Главного хребта, 3 - Абхазо-Кахетинско-Дагестанская сланцевая эвгеосинклиналь (I_{1-2}), 4 - "Южная" зона Северокавказской эвгеосинклинали (I_{1-2}), 5 - флишевые миогеосинклинали (I_3-K_1), 6 - вулканогенная эвгеосинклиналь южного склона Большого Кавказа (I_2), 7 - Сомхето-Карабахская вулканогенная эвгеосинклиналь (I_{1-2}), 8 - Дзирульское поднятие Закавказского срединного массива, 9 - домеловые поднятия срединного массива, в дальнейшем погружившиеся.

Альпийские зоны Малого Кавказа: 10 - Болниско-Кировабадский эвгеосинклинальный прогиб (K_2), 11 - вулканогенные эвгеосинклинали (K_2-R): А - Аджаро-Триалетская, Б - Талышская, В - Армянская, 12 - Севано-Акеринская офиолитовая эвгеосинклиналь (K_2-R), 13 - периферия Иранского срединного массива, 14 - интрузивы орогенного этапа развития: а) Памбакский, б) Мегри-

Ордубадский, 15 - границы структурно-формационных зон, соответствующие на Большом Кавказе концу киммерийского цикла, на Малом Кавказе - началу альпийского.

Важнейшие эндогенные рудные формации: Киммерийской эпохи: а) раннегеосинклинальные: 16 - медно-пирротиновая и колчеданно-полиметаллическая, 17 - медно-серноколчеданная, б) позднегеосинклинальные: 18 - кварцево-полиметаллическая, 19 - скарново-магнетитовая, в) позднеорогенные: 20 - барито-полиметаллическая. Альпийской эпохи: а) раннегеосинклинальные: 21 - медноколчеданная и барито-полиметаллическая, б) позднегеосинклинальные: 22 - скарново-магнетитовая, 23 - медно-полиметаллическая, в) раннеорогенные: 24 - медно-молибденовая, г) позднеорогенные: 25 - золото-телуровая и ртутная, 26 - полиметаллическая (вкрапленных руд). Оруденение этапа тектоно-магматической активизации Большого Кавказа: 27 - формации мышьяково-редкометалльных месторождений (As, Mo, Sn, Sb), связанных с малыми интрузиями, 28 - телетермальная свинцово-цинковая формация, 29 - телетермальная ртутная формация.

габбро-диорит-сиенитовой, щелочной сиенитовой формаций. С ними ассоциируются месторождения скарново-магнетитовой и жильной кварцево-меднополиметаллической формаций.

Орогенный этап (олигоцен-плиоцен), в течение которого Малый Кавказ превратился в молодую горную страну, продолжающуюся воздыматься (Асланян, 1958), также подразделяется на две стадии. В течение раннеорогенной стадии (олигоцен-миоцен) образовались крупные монзонит-гранодиоритовые интрузивы Мисханово-Зангезурской зоны и связанные с ними месторождения медно-молибденовой формации порфирирового типа (Каджаран, Агарк, Анкаван и др.).

В позднегеосинклинальную стадию (миоцен-плиоцен) возникли разнообразные геологические формации, в том числе наземные вулканогенные излияния, слагающие высокогорные плато. К этой стадии относятся многочисленные малые интрузии различного состава, с которыми ассоциируются месторождения сурьмяно-ртутной, реальгар-аурипигментовой, золото-висмут-теллуровой, жильной и метасоматической галенит-сфалеритовой, титано-магнетитовой и многих других рудных формаций (см. табл. 2).

На Большом Кавказе, где альпийская металлогения также весьма продуктивна, нет основания для расчленения этого цикла на этапы и стадии геосинклинального развития. Здесь за пределами унаследованных флишевых миогеосинклиналей широко распространены молодые молассы, слагающие краевые прогибы и межгорные выпадины. Магматические образования довольно разнообразны. К ним относятся массивы и малые интрузии гранитоидов, дайки и наземные излияния андезит-базальтовой формации. Они локализируются вдоль глубинных разломов общекавказского, либо поперечного к нему направления.

| Осно- вные струк- турные зоны | Металлогеничес- кие эпохи | | Герцинская | | | | Киммерийская | | | | Альпийская | | | | Активизация | |
|---|----------------------------------|---|------------------|---|-----------|--|------------------|---|-----------|---|------------------|--|-------------|--|--|---|
| | Этапы | | Геосинклинальный | | Орогенный | | Геосинклинальный | | Орогенный | | Геосинклинальный | | Орогенный | | | |
| | Стадии | | Ранняя | Поздняя | Ранняя | Поздняя | Ранняя | Поздняя | Ранняя | Поздняя | Ранняя | Поздняя | Ранняя | Поздняя | | |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | | | |
| Предкавказье (герцинская геосинклина- ль и эпигер- цинская плаз- форма). | Осадочные формации | ЭГС Передового хреб- та Вулканогенно-осадо- чные (х) | | Межгорный прогиб, угленосная и пест- роцветная молассо- вые | | Платформенное развитие Формирование осадочного чехла | | | | | | Молассовая | | | | |
| | Магматиче- ские форма- ции | Субвулкани- диабаз-ли- паритовая (+), офио- литовая (-) | | Габбро- гранодио- ритовая и сyenит-ди- оритовая (+) | | Безыссыевская ЭГА Батолито- вая грани- тоидная (+) | | Дайковая гранит- порфиров и кварц- порфиров (+) | | Редкие покровы вулканитов в платформенном чехле | | | Отсутствуют | | Лихокоптовская сyenит-дипарито- вая (КВМ) | |
| | Рудные формации | Мелкокол- челаянная (Уруп, Ху- дес, Бес- кес) | | Скарповая медно-маг- нетитовая и золото- рудная (-) | | Кварц-мо- либдено- вая и ба- ритово-сви- нцовая (Тызыл, Аманкол, Чочу-Ку- лак) | | Галенит- сфалерито- вая и ба- ритово-сви- нцовая (Тызыл, Аманкол, Чочу-Ку- лак) | | Железорудная, осадочная (Мал- кинский и Зеленчукский бассейны), осадочная свинцово-цинковая (-) | | | | | Вкраденная по- лиметаллическая и скарново-дато- литовая (-) | |
| Геосинк- линаль Северно- го склона и геосинк- линаль Главного хребта | Осадочные формации | Устойчивое ГА поднятие Главного Хребта Осадки не сохранились | | | | Приводораздельная и "Южная" ЭГС, "Северная" МГС Аспидная и керато- фирозная (х) | | | | | | Прогобы, выполне- нные фишевой фо- рмацией | | Майкопская серия, молассовая (Перехо- дный режим) | | Сводово-глибовое воздымание гор- ной страны |
| | Магматиче- ские форма- ции | Габбро- плагиио- литная (х) | | Микрокли- новых ме- тасомати- ческих гра- нитов | | Штоков и даек гра- нит-порфи- ров (+) | | Дайковая диабазово- порфирито- вая (х) | | Габбро- плагиио- гранитная (Саячаро- Кардывац) | | Малых интрузий габброи- дов и гра- нитоидов (+) | | Гранитоидная (Теплинский, Эль- джуртинский ин- трузивы). | | |
| | Рудные формации | | | Оловонос- ная пегма- титовая, гидротер- мальная молибдено- вая (Кти- Теберда). | | Мышьяко- вополиме- талличес- кая (Ма- ружское) (-) | | Медно-ни- ротипозая (Кизылде- ре, Бурун и кварц- халькопи- ритовая | | Жильная кварц- полиметал- лическая (Садон, Эгип- Фиагон) (х) | | | | Скарповая молиб- денитшеелитовая (Тырмауз), Рту- тная (Хлек). | | |

Металлогеническая провинция
Большого Кавказа

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 |
|--|----------------------------------|--|---|--|--|--|---|--|---|---|--|----|----|
| Государственная система Большого Кавказа | Осадочные формации | Сланцевая прогиб (МС) Метаморфизованная песчано-сланцевая и карбонатная (Дикская серия) (+) | | Верхняя ортозоо- граувакковая (Дик- ская серия) (+) | Сланцевая ЭТС Аспинная Вулканоген- ная ЭТС Туфо-пор- фиритовая | Флишевая МТС Терригенной и карбонатной флиша (х) | "экзоэриго" развитие Флишеидные формации (+) | | | Молассовая (крае- вых прогибов) | Сводо-глибовые поднятия, активизация разломов, разомные обломоч- ные (+) | | |
| | Магматические формации | Плаггио- клавовых пор- фиритов (+) | - | - | Диабазо- спидито- порфирито- вая (х) | Габбро- плаггио- гранитная (Энерс- кий, Ки- рарский интрузи- вы) (+) | Гранито- идная (Келасур- ский инт- рузив) (+) | Малых интрузий габброид- ов; дав- ек орто- фирой и щелочных пород | Магматизм мела и палеогена сла- бо выражен | Переходный ("герпа- лиды") режим | Малых интрузий пестрого состава (+), аплезито-ба- залтовая (+) | | |
| | Рульные формации | - | - | - | Медно-пи- ротинитовая и колчадан- но-поли- металлическая | Скарново- магнетитовая, полиметал- лоидная | Пегматитовая и кварцево- жильная молибденит- касситеритово-арсени- пиритовая | Жильная барит-полиметаллическая (Чаран, Хачини), стратиформная свинцово-цинково-баритовая (Бердешка, Ашра) | - | Телотермальная свинцово-цинковая (Кладса) | Кварцево-арсени- пирит, кварцево- молибденитовый, ферберит-антимонит, реалгар-аурипигментовая. | | |
| Закавказский срединный мас- сив | Осадочные формации | Поднятия, осадки от- сутствуют | Давидовская зона Вулканогенно-осадо- чная кварц-порфи- ровая (-) | Северная пегматитовая Песчано- сланцевая (+), порфи- ритовая | Грузинской глыбы | Угленос- ная мол- чассовая и терригенная (+) | Платформенная чехол Карбонатная, вул- каногенно-карбон- атная и терригенная (+) | Терригенная и сили- катная в наложен- ных впадинах (+) | Активизация глыб- ных разломов в Давидовской зоне, межгорные прогибы | | | | |
| | Магматиче- ские форма- ции | Габбро- плаггиогра- нитная (+) | Микрок- линовых метасо- матиче- ских гра- дентов (+) | Эффузивная кварц-пор- фиритовая (+) | Двук диа- базов и порфиритов | Гранито- идная (Хе- вский инт- рузив) | Базальтоидная, даек тешенитов | Экструзивная баз- альтовая (Перевиса, Гордзидри) | | | | | |
| | Рульные формации | - | Редкоме- тальных пегматитов (+) | Щелитово- золоторуд- ная (рос- сыпная) | Сернокел- челанная, Осадочная железород- ная (Шр- оша) (+) | Аналим- мовых по- сидников, редкоме- тальнопо- лиметал- лическая (+), Оса- дочная железород- ная (+) | Гидротермально- субвулканическая железо-марганце- вая (Шакая, Ге- гечкори) (+) | Осадочная марган- цевая (Чяатура) (х) | Рулопроявления не установлены | | | | |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 |
|---|--|------------------------|--|---|--|------------------|---|---|---|--|--|--|---------|
| Металлогеническая провинция Малого Кавказа | Северо-восточная и юго-восточная части: Сомхето-Карабахская зона (с Болнисско-Кировабадской подзоной) и Кафанская зона | Осадочные формации | Поднятие, осадки отсутствуют | Тuffитовая (Храмский массив) | ЭГС Сомхето-Карабахско-Кафанской зоны | Этап редуцирован | | | Вулканогенно-осадочная кварц-порфиритовая (x) | Возрожденная ЭГС Болнисско-Кировабадской подзоны | Терригенная и карбонатная (-) | Этап не выделяется | |
| | | Магматические формации | | Габбро-плагиокристаллическая, гранитоидная, даек и поровов кварц-порфиров (+) | Субвулканическая кварц-порфир-альбитофириновая (+) | | | | Эффузивная плагиокристаллическая олопорфиритовая, интрузивная плагиокристаллическая (+) | Субвулканическая порфирит-альбитофириновая (x) | Типабисальная гранитоидная, даек дацитов (+) | Наземный вулканизм андезит-диабазит-базальтовой формации | |
| | | Рудные формации | | Грейзеновая медно-молибденовая (Храмский массив) (+) | Золоторудная (?) | | | | Медно-серноколчеданная (Алаверди, Шамлуг, Кафан, Чирагадзор) | Скарново-магнетитовая (Дашкесан) и медно-полиметаллическая (Дамблуд, Мехман) | Медно-колчеданная (Маднеули) вкрапленная в полиметаллическая (Маднеули, Полада-Мошевари) | | Ртутная |
| Северная и центральные части: Аджаро-Триалетская, Савано-Акеринская и Мисхано-Зингедурская зоны | | Осадочные формации | Прикаспийский прогиб известняковая и терригенно-фосфоритовая (+) | Молассовая угленосная (пермо-триас Армении) (+) | | Поднятие | | | Вулканогенно-осадочная андезитовая, флишоподная (+) | Терригенная и карбонатная краевых прогибов и впадин (+) | Эпиоконтинентальные (+) | Этап не выделяется | |
| | | Магматические формации | | Лейкокрапчатых гранитов (Аркан, Малев) | ? | | | | Субвулканическая порфиритовая. Савано-Акеринская ЭГС: гипербазитовая | Габбро-сиенит-диоритовая | Гранитоидная (Памбакский, Мегри-Ордубадский плутоны) | Малых интрузий гранитоидов (+) | |
| | | Рудные формации | | Редкометаллическая (.) | Золоторудная (?) | | | | Скарново-колчеданная (Шаблана, Танзут), хромитовая (Шоржа) | Скарново-магнетитовая (Дзама) железорудная и медно-полиметаллическая | Медно-молибденовая (Каджаран) | Золото-ртутная, сурьмяно-цинковая (Гюмюшлуд) | |

Обозначения в таблице: ЭГС - эвгеосинклиналь, МГС - мисгеосинклиналь, ГА - геантиклиналь, (x) - интенсивное проявление, (+) - обильное проявление, (.) - слабое проявление.

Месторождения и рудопроявления относятся к жильной кварцево-арсенопирит-молибденитовой, скарновой шеелит-молибденитовой, жильной кварцево-галенит-сфалеритовой, ферберит-антимонитовой, реальгар-аурипигментовой, сурьмяно-ртутной и другим рудным формациям. Их размещение подчиняется главным образом структурным факторам. Проявления последних из названных формаций не обнаруживают видимой связи с магматизмом и могут быть отнесены к телетермальному типу.

Осадочные, магматические и рудные формации альпийского цикла на Большом Кавказе, относятся не к геосинклинальным образованиям, а к периоду, переходному от геосинклинали к платформе. В отношении магматизма и металлогении этот период может быть разделен только на две стадии: 1) стадия образования гранитоидов, сопровождающихся минерализацией редких металлов и мышьяка (поздний палеоген-ранний неоген), 2) стадия наземного вулканизма и образование телетермальных и возможно вулканоогенных рудопроявлений различных металлов вольфрама, сурьмы, ртути, свинца и цинка (поздний неоген-антропоген).

Первая стадия проявилась после замыкания остаточных мигеоосинклиналей, а вторая — одновременно с очередным глыбовым воздыманием горного сооружения Кавказа, раскалыванием его вдоль разломов и проникновению по ним андезит-базальтовой магмы. Эти стадии отчасти проявились и в сопредельных частях Предкавказской (Скифской) платформы, в частности в районе Кавказских минеральных вод.

Выводы и рекомендации

Краткое рассмотрение металлогенической эволюции Кавказа целесообразно учесть при последующем более детальном металлогеническом анализе этой территории. Эти выводы в порядке их значимости следующие:

1. Развитие геологических структур, магматизма и металлогении Кавказа представляет единый длительный и сложный процесс. Общее направление этого необратимого процесса следует от геосинклинали к платформе.

2. Геологическое развитие Кавказа закономерно расчленяется на ряд тектонических циклов, этапов и стадий. Среди циклов выделяются полные, или завершённые циклы, представленные геосинклинальным и орогенным этапами и их стадиями, и неполные — незавершённые циклы, в которых редуцирован орогенный этап развития. К числу полных тектонических циклов относятся байкальский, завершение которого привело к формированию эпибайкальской плиты, далеко выходящей за пределы Кавказа и охватившей обширные сопредельные территории. Вторым полным циклом является герцинский, завершившийся в северной части Кавказа и в предкавказье формированием эпигерцинской Скиф-

кой платформы. В Закавказье этот цикл был неполным. Третьим полным циклом является киммерийский, завершившийся образованием на Большом Кавказе эпигеосинклинального орогенного пояса, но не полностью проявившийся на Малом Кавказе. Наконец, полным циклом является альпийский цикл на Малом Кавказе, завершившийся формированием и здесь эпигеосинклинального орогенного пояса.

3. Если в конце каждого полного тектонического цикла отмечается резкое увеличение в пределах Кавказа консолидированных квазиплатформенных структур, то в начале каждого последующего цикла устанавливается частичная регенерация геосинклинального режима, вовлечение стабильных блоков земной коры в очередное эвгеосинклинальное развитие. В связи с этим общее геологическое развитие Кавказа представляет собой сложный, длительный возвратно-поступательный процесс. Отмирание геосинклинального режима следует последовательно от цикла к циклу с севера на юг.

4. Консолидация герцинской геосинклинали в северной части Кавказа сменилась отложением в ее пределах осадков платформенного чехла, несогласно залегающего на складчатых геосинклинальных формациях палеозой-триасового возраста. Ликвидация киммерийской эвгеосинклинали в остальной части Большого Кавказа ознаменовала преобразование его в эпигеосинклинальный складчатый пояс. Последний в последующем альпийском цикле испытал внегеосинклинальное, квазиплатформенное (в отдельных локальных зонах-миогеосинклинальное) или "тергальное" развитие. Этот период завершился проявлением магматизма, характерного для областей тектонической активизации.

Данное обстоятельство устанавливает более широкое распространение процессов тектоно-магматической активизации, чем это предусмотрено соответствующими схемами (Щеглов, 1968), в частности они охватывают не только платформы и зоны древней консолидации (или эпиплатформенные орогенные пояса по В.Е. Хаину, 1971), но и поздние стадии развития молодых эпигеосинклинальных орогенных поясов.

На Малом Кавказе в киммерийском тектоническом цикле редуцирован орогенный этап развития, в связи с чем этот цикл здесь является неполным, незавершенным и его позднегеосинклинальная стадия сменилась непосредственно раннегеосинклинальной стадией альпийского цикла. Последний, в отличие от Большого Кавказа, на Малом Кавказе является полным, он представлен геосинклинальным и орогенным этапами и их стадиями, завершился консолидацией геосинклинального режима и образованием молодого эпигеосинклинального орогенного пояса, и нынешнее испытываемое воздымание.

5. В полном соответствии с особенностями геологического развития Кавказа устанавливается и его металлогеническая эво-

люция. Так, тектоническим циклам, их этапам и стадиям соответствуют металлогенические эпохи, их этапы и стадии. При этом орогенные этапы и стадии металлогенических эпох представлены характерными рудными формациями и имеются все основания для проведения отчетливой грани между ними и рудными формациями стадии активизации. В связи с этим, нами не разделяются заключения о принадлежности металлогенических процессов орогенного этапа к областям тектонической активизации (Карпова, 1968, 1970).

6. Формационный анализ металлогенических зон Кавказа устанавливает индивидуализацию магматических и металлогенических проявлений раннеорогенной стадии (см. табл. 2). Для нее характерно образование интрузивных магматических формаций, являющихся комагматами вулканогенно-осадочных формаций базальтоидного происхождения. С ними генетически связаны месторождения рудных формаций, типичных для пород базальтового ряда (Fe, Cu, Co, Cr, Zn, Pb, Au, Ag, и др.). Одновременно орогенному этапу свойственны бесплодные в металлогеническом отношении формации метасоматических гранитоидов, а также гранитоидов магматического происхождения, с которыми генетически связаны месторождения рудных формаций гранитного ряда (W, Mo, Sn, As, Bi, Ta, Nb и др.).

7. Месторождения рудных формаций того или другого из намеченных контрастных рядов образуются при развитии геосинклинальной системы в рамках полной металлогенической эпохи (напр. герцинской для Большого Кавказа, когда в зоне Передового хребта образовались месторождения рудных формаций базальтового ряда, а в зоне Главного хребта — месторождения рудных формаций гранитного ряда). В случае же наложения одного типа металлогенических зон на другой тип (напр. альпийской Мисхано-Зангезурской эвгеосинклинали на байкальскую плиту и герцинскую миогеосинклиналь, либо позднеальпийской активизации на зоны Главного хребта и Южного склона), порой возникают месторождения аномальных рудных формаций. Примером последних могут служить медно-молибденовая формация, антимонит-ферберитовая, киноварно-реальгаровая, кварцево-шеелит-золоторудная и некоторые другие.

8. Для областей тектоно-магматической активизации характерно увеличение мощности "базальтового" слоя земной коры (Щеглов, 1968 и др.). В Центральном Кавказе, как это видно из региональных геофизических работ (Балавадзе, Шенгелая, 1965), имеет место резкое увеличение общей мощности земной коры и образование "корней гор." Из анализа рис. 4, табл. 2 и геофизических данных следует, что утолщению "гранитного слоя" под Центральным Кавказом соответствует развитие рудных районов с металлогенией "гранитного ряда", тогда как к западу и востоку от него, где повышение мощности земной коры осуществ-

вляется преимущественно за счет "базальтового" слоя, расположены рудные районы с месторождениями медно-пирротиновой и ртутной рудных формаций.

Данное обстоятельство служит свидетельством, что на начальных стадиях активизации в эвгеосинклинальных поясах перестройка земной коры не завершилась, "гранитный слой" в антиклинорных структурах сохраняет повышенную мощность и глубинная структура не отражает дифференциацию складчатых сооружений на разнотипные зоны, как это например, наблюдается на Рудном Алтае (Ревякин, Кузубный, 1966), или в Казахстане (Моисеенко, 1964). Такая особенность молодых орогенных поясов, по-видимому, обусловлена значительным влиянием неотектонических движений на формирование земной коры (как это представляет А.Л. Яншин).

9. В предлагаемой металлогенической схеме Кавказа геосинклинальный этап каждой металлогенической эпохи впервые подразделен на две стадии - ранне- и позднегеосинклинальную. К первой из них отнесены осадочные формации внутренних прогибов эвгеосинклиналей, а ко второй - регрессивные формации, возникшие вслед за первыми тектоническими движениями в геосинклинали, служащие вестниками крупных поднятий, В.Е. Хаин (1971) эту стадию вследствие этого именуется "предорогенной" или "зрелой".

Еще больше оснований для подразделения геосинклинального этапа на две стадии дают результаты анализа магматических и рудных формаций. Типичными для раннегеосинклинальной стадии являются гипербазитовая формация с магматическими месторождениями хромитовой и титано-магнетитовой рудных формаций. К этой же стадии относятся дифференцированные толщи диабаз-альбитофирового состава, с которыми связаны колчеданные месторождения сложного вулканогенно-осадочного и гидротермального субвулканического генезиса (Смирнов, 1968). Если эти месторождения достаточно детально изучены на ряде типичных примеров, преимущественно уральских, то сходные с ними по геотектоническому положению месторождения медно-пирротиновой формации еще ждут своих дальнейших исследований.

В отличие от колчеданной формации, эти месторождения приурочены к толщам глинистых сланцев, развитым в пределах структур для которых предложено наименование "эвгеосинклинали сланцевого типа" (Твалчрелидзе, 1972). К этой формации относятся богатейшие и крупнейшие свинцово-цинковые и отчасти медные месторождения мира, залегающие в толщах протерозоя (Брокен-Хилл, Маунт-Айза, Макартур-Ривер, Австралия, Салливан, Канада), нижнего палеозоя (Элвин, Нью-Браунсвик, Канада), среднего палеозоя (Раммельсберг, Мегген, ФРГ), юры (Филизчай, Кизылдэре, Кавказ, Якутия) и многие другие. Месторождения медно-пирротиновой формации, объединяющие колче-

данно-полиметаллическую, собственно медно-пирротиновую и жильную свинцово-цинковую субформации, относятся к образованиям сложного гидротермально-осадочного и гидротермального генезиса и по всем данным связаны с геосинклинальным вулканизмом (Смирнов, 1967, Твалчрелидзе, Буадзе, 1972 и др.).

Магматические и рудные формации позднегеосинклинальной стадии металлогенических эпох обладают четким отличием от раннегеосинклинальных. В это время проявляются интрузивные комагматы геосинклинального магматизма, представленные массивами габбро-плаггиогранитной и габбро-диорит-сиенитовой формаций. Если порой кислые разновидности пород данных формаций микроскопически неотличимы от нормальных гранитов, то геохимические их различия, так же как металлогенические, всегда выступают достаточно отчетливо. Примером могут служить граниты геосинклинальных и геоантиклинальных зон Урала (Овчинников, 1964).

С этими магматическими породами генетически связаны месторождения скарново-магнетитовой, скарново-медной, жильных кобальтин-сульфидной, кварцево-полиметаллической, кварцево-золото-сульфидной, кварцево-медно-полиметаллической и других рудных формаций.

Магматизм и металлогения орогенного этапа металлогенических эпох не требуют детальной характеристики. Они находятся в соответствии с традиционно сюда относимыми батолитовой гранитной формацией (Ю. Кузнецов, 1964) и связанными с ней генетически месторождениями пегматитовой, грейзеновой и плутоногенной кварц-касситерит-вольфрамитовой рудных формаций (раннеорогенная стадия).

Несколько сложнее стоит вопрос о магматических и рудных формациях позднеорогенной стадии, поскольку не всегда удастся провести отчетливую границу между орогенным этапом развития геосинклинали и послегеосинклинальным, квазиplatformенным, или "тергалным" развитием орогенных поясов. Нам представляется, что такая граница может быть установлена на основании формационного анализа по признаку смены орогенных "нижних" моласс квазиplatformенным развитием, после которого возобновляются орогенные движения, наблюдается воздымание горных кряжей, формируются глубокие краевые, межгорные и наложенные впадины, выполненные наземными или мелководными морскими "верхними" молассами. Вначале здесь образуются магматические формации (интрузивные и эффузивные) кислого гранитоидного состава, а впоследствии - основного. Такая их периодичность, обратная геосинклинальному развитию, по-видимому, служит отражением последовательной базификации "Гранитной" оболочки Земли в областях тектоно-магматической активизации.

Соответственно эволюции магматизма происходит и закономерная смена рудных формаций. Вначале в тесной генетичес-

кой связи с гранитоидным магматизмом возникли месторождения скарново-шеелит-молибденитовой, кварцево-молибденитовой, жильной кварцево-арсенопиритовой и других плутоногенных формаций, а вслед за ними в парагенетической связи с субаэральным основным вулканизмом, либо без видимой связи с магматизмом — телетермальные месторождения ферберит-антимонитовой, реальгар-аурипигментовой, сурьмяно-ртутной, кварц-карбонат-галенит-сфалеритовой и других рудных формаций. Их размещение не подчиняется границам ранее сформированных металлогенических зон, а определяется наложенными куполовидными боковыми, либо разрывными структурами.

10. Членение металлогенических и рудных формаций по стадиям развития металлогенических эпох и тектоническим типам металлогенических зон (см. табл. 2 и рис. 4), в полном объеме возможно лишь для отдельных металлогенических провинций (геосинклинальных систем), в данном случае для металлогенических провинций Большого Кавказа и Малого Кавказа. Что касается металлогенических зон различного типа, то в их пределах набор металлогенических и рудных формаций остается далеко не полным. Данное обстоятельство и обуславливает четкое выражение контрастной и локальной металлогенической зональности для каждой металлогенической эпохи (Твалчрелидзе, 1970). В общем случае такая зональность рисуется в следующем виде в результате металлогенической специфики зон разного типа:

а. В миогеосинклинальных зонах проявлены лишь позднеорогенные месторождения телетермального типа свинцово-цинковой, ртутной и реальгар-аурипигментовой формаций.

б. В эвгеосинклиналях офиолитового типа находят развитие раннегеосинклинальные, магматические месторождения хромитовой и титано-магнетитовой формаций, а также позднеорогенные, наложенные вулканогенные месторождения кварцево-золото-сложносulfидной и ртутной формаций.

в. Для вулканогенных эвгеосинклиналей характерны раннегеосинклинальные вулканогенные месторождения колчеданной и вкрапленной медно-полиметаллической формаций и позднегеосинклинальные месторождения скарново-магнетитовой и кварц-полиметаллической формаций.

г. Для терригенных эвгеосинклиналей типичны только ранне- и позднеорогенные месторождения пегматитовой, плутоногенной кварц-шеелит-молибденит-арсенопиритовой и жильной кварцево-галенит-сфалеритовой формаций.

д. Для сланцевых эвгеосинклиналей характерны крупные пластообразные месторождения сложного гидротермально-осадочного генезиса медно-пирротиновой и колчеданно-полиметаллической формаций.

Региональная металлогеническая зональность, проявленная в рамках одной металлогенической эпохи, нарушается вследствие

наложения на нее рудообразований более молодой эпохи, а также связанных с процессом тектоно-магматической активизации эпигеосинклинального орогенного пояса.

11. Предлагая для обсуждения изложенные принципы металлогенических исследований, так же как и разработанную схему металлогении Кавказа, авторы одновременно обращают внимание на недостаточную современную изученность ряда вопросов, имеющих важное значение для дальнейшего крупномасштабного металлогенического анализа данной территории. В их числе следует назвать следующие:

а. Геологическая интерпретация данных региональных геофизических исследований произведена недостаточно детально. В дальнейшем требуют большего объема комплексные геолого-геофизические региональные исследования. Последние призваны осветить вопросы, затронутые в 8-м пункте данного заключения.

б. В целях составления общего для Кавказа комплекта геологической, тектонической, неотектонической, формационной и прогнозно-металлогенической карт необходимо разработать соответствующие унифицированные систематики, геосинклинальных и орогенных тектонических зон, осадочных, магматических и рудных формаций, генетических типов месторождений и другие. Положительный опыт в этом отношении уже имеется в КИМСе и геологических управлений Кавказа.

в. Пока слабо изучены процессы тектонической, магматической и металлогенической активизации Большого Кавказа в альпийском цикле. Поскольку эти процессы характеризуются высокой продуктивностью рудообразования, то они заслуживают дальнейшего подробного изучения.

г. Дальнейшие исследования в области металлогении различных частей Кавказа необходимо проводить на общих методических основах, исходя из единых научных принципов. В качестве первого варианта таковых и предлагается табл. 1, подлежащая уточнению.

Авторы сохраняют надежду, что в результате совместных коллективных работ в области рудоносности различных геологических структур Кавказа, здесь будут открыты новые месторождения полезных ископаемых. В этих целях они и предлагают для критического обсуждения настоящий опыт обобщения некоторых материалов по металлогении Кавказа.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Х.М. Дайки и оруденение. Госгеолтехиздат, 1957.
- Асланян А.Т. Региональная геология Армении. Изд-во Айпетрат, Ереван, 1958.
- Балавадзе Б.К., Шенгелая Г.Ш. Гравиметрическое исследование строения земной коры по линии Ахалкалаки-Мизури-Степной (Кавказ). Советская геология, 1965, № 12.
- Белоусов В.В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1962.
- Белов А.А. Тектоническое развитие Альпийского складчатого пояса в палеозое (Балканский полуостров - Иранское нагорье - Памир). "Геотектоника", 1967, № 3.
- Билибин Ю.А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. Госгеолтехиздат, 1955.
- Богданов А.А., Зоненшайн Л.П., Муратов М.В., Наливкин В.Д., Пушаровский Ю.М., Хаин В.Е., Цейслер В.М., Штрейс Н.А. Тектоническая номенклатура и классификация основных структурных элементов земной коры материков. "Геотектоника", 1972, № 5.
- Буадзе В.И. Условия формирования Худесского медноколчеданного месторождения. Геологический сборник № 2 КИМСа, Госгеолтехиздат, 1962.
- Васильковский Н.П. Учение о геосинклиналях в свете современной геологии. Сб. "Материалы по региональной геологии". Тр. Сибирского науч.-исслед. ин-та. Госгеолтехиздат, 1960.
- Гамкрелидзе П.Д. Основные черты тектонического строения Грузии. Тр. Геол. ин-та, геол. сер. т. X (ХУ). Изд-во АН СССР, Тбилиси, 1957.
- Годлевский М.Н. Магматические месторождения. В кн. "Генезис эндогенных рудных месторождений". Изд-во "Недра", 1968.

Дзоценидзе Г.С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Изд-во АН ГССР, 1948.

Захаров С.А. Постгеосинклинальное (тергальное) развитие подвижных поясов. В сб. "Тектоника", докл. сов. геол. на XXIУ сессии МГК, Изд-во "Наука", 1972.

Зоненшайн Л.П. О миогеосинклиналях. "Геотектоника", 1969, № 4.

Ициксон М.Н. Типы подвижных поясов Тихоокеанской окраины СССР. Советская геология, 1964, № 1.

Карпова Е.Д. Сводово-глыбовые области и их металлогения. Сб. "Проблемы региональной металлогении и эндогенного рудообразования". Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 155, 1968.

Карпова Е.Д. Принципы регионального металлогенического анализа Востока Средней Азии и сопредельной территории Казахстана. "Закономерности размещения полезных ископаемых", т. IX. Изд-во "Наука", 1970.

Константинов Р.М. Изучение эндогенных рудных месторождений различных рудных формаций при крупномасштабных металлогенических исследованиях. Сб. "Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов". Изд-во "Недра", 1965.

Кропачев С.М. Геологическое строение и история развития Передового хребта в среднем палеозое (междуречье рек Лабы и Тиберды). Канд. диссер., М., 1964.

Кузнецов В.А. Генетические группы и формации эндогенных рудных месторождений и их значение для металлогенического анализа. В сб. "Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока". Изд-во "Наука", 1966.

Кузнецов В.А. Рудные формации. Применение формационного анализа в изучении рудных месторождений. Геология и геофизика, 1972, № 6.

Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. Изд-во "Недра", 1964.

- Кэй М. Геосинклинали Северной Америки. Изд-во Иностранной литературы, 1955.
- Милановский Е.Е., Хаин В.Е. Геологическое строение Кавказа. Изд-во Моск. Ун-та, 1963.
- Милановский Е.Е. К проблеме пространственных взаимоотношений геосинклинально-орогенных и рифтовых поясов. Вест. Моск. ун-та, 1972, № 4.
- Моисеенко Ф.С. Глубинное строение земной коры и его связь с геологическим развитием на примере Юго-Востока Центрального Казахстана. Геология и геофизика, 1964, № 10.
- Моссаковский А.А. Орогенный этап развития геосинклинальных областей и некоторые проблемы субсеквентного магматизма. Сб. "Проблемы связи тектоники и магматизма". Изд-во "Наука", 1969.
- Муратов М.В. Основные типы геосинклинальных прогибов в Альпийской складчатой области. Докл. АН СССР, 1962, т. 147, № 5.
- Муратов М.В. Складчатые геосинклинальные пояса Евразии. "Геотектоника", 1965, № 6.
- Муратов М.В. Главные тектонические элементы материков. Сб. "Тектоника". Докл. сов. геол. на XXIУ сессии МГК. Изд-во "Наука", 1972.
- Нагибина М.С. О тектонических структурах, связанных с активизацией и ревивацией. "Геотектоника", 1967, № 4.
- Обуэн Ж. Геосинклинали. Изд-во "Мир", 1967.
- Овчинников Л.Н. Элементы-примеси как индикаторы процессов рудообразования и использование закономерностей их распределения при поисках и разведке рудных месторождений. Сб. "Химия земной коры", Изд-во "Наука", 1964.
- Радкевич Е.А. К вопросу о типах металлогенических провинций и рудных районов. В сб. "Закономерности размещения полезных ископаемых", т. II. Изд-во АН СССР, 1959.

- Ревякин П.С., Кузевный В.С. Особенности глубинного строения Рудного Алтая по геофизическим данным в связи с проблемой магматизма. Советская геология. 1966, № 2.
- Семенов А.И., Старицкий Ю.Г., Шаталов Е.Т. Главные типы металлогенических провинций и структурно-металлогенических зон на территории СССР в сб. "Закономерности размещения полезных ископаемых", т. 8 изд-во "Наука", 1967.
- Скрипченко Н.С. Вулканогенно-осадочное рудообразование (на примере колчеданных месторождений Северного Кавказа). Изд-во "Недра", 1966.
- Смирнов В.И. Металлогения геосинклиналей. В сб. "Закономерности размещения полезных ископаемых", т. V. Изд-во АН СССР, 1962.
- Смирнов В.И. Соотношение осадочного и гидротермального процессов при формировании колчеданных руд в юрских флишоидах Большого Кавказа. Докл. АН СССР, т. 177, 1967, № 1.
- Смирнов В.И. Колчеданные месторождения. В кн. "Генезис эндогенных рудных месторождений", Изд-во "Недра", 1968.
- Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. Изд-во "Недра", 1969.
- Старицкий Ю.Г. Некоторые особенности магматизма и металлогении платформенных областей. В сб. "Закономерности размещения полезных ископаемых", т. 1. Изд-во АН СССР, 1958.
- Старицкий Ю.Г. О принципах и методике составления обзорных металлогенических карт для платформ. Советская геология, 1965, № 10.
- Твалчрелидзе Г.А. Эндогенная металлогения Грузии. Госгеолтехиздат, 1961.
- Твалчрелидзе Г.А. О контрастной металлогенической зональности на примере Большого Кавказа и некоторых других рудных провинций. В сб. "Проблемы металлогении и магматизма Кавказа". Изд-во "Наука", 1970.

- Гвалчрелидзе Г.А. Рудные провинции мира (Средиземноморский пояс). Изд-во "Недра", 1972.
- Гвалчрелидзе Г.А., Буадзе В.И. Геологические условия образования медно-пирротиновых и колчеданно-полиметаллических месторождений. Сб. "Минеральные месторождения". Докл. сов. геологов, пробл. 4 МГК. Изд-во "Наука", 1972.
Тектоника. Докл. сов. геологов, пробл. 3 XIУ сессия МГК. Изд-во "Наука", 1972.
- Гвалчрелидзе Г.А., Панцулая В.В. Сравнительная характеристика геосинклинальной и постгеосинклинальной металлогении Кавказа. Советская геология, 1973, № 11.
- Туезов И.К. Переходные этапы древних платформ на территории СССР. Советская геология, 1966, № 1.
- Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Изд-во "Недра", 1971.
- Черницын В.Б., Андрушук В.Л., Рубцов Н.Ф. Металлогенические зоны Центрального и Северо-Западного Кавказа. Изд-во "Недра", 1971.
- Шаталов Е.Т. О металлогеническом районировании. Геология рудных месторождений, 1959, № 3.
- Шаталов Е.Т. Металлогенические исследования в СССР. Советская геология, 1967, № 10.
- Шаталов Е.Т., Орлова А.И., Томсон И.Н. Основные принципы составления, содержание и условные обозначения металлогенических и прогнозных карт рудных районов. Изд-во "Недра", 1964.
- Шатский Н.С. Гипотеза Вегнера и геосинклинали. Изв. АН СССР, серия геол., 1964, № 4.
- Штилле Г. Тектоническое развитие Америки, как восточного обрамления Тихого океана. Изб. тр. Изд-во "Мир", 1964.
- Щеглов А.Д. Металлогения областей автономной активизации. Изд-во "Недра", 1968.
- Щеглов А.Д. Металлогения срединных массивов. Изд-во "Недра", 1971.

В.И. Буадзе, М.Ш. Кавиладзе

ГЕНЕЗИС КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В СВЕТЕ ИЗУЧЕНИЯ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА СЕРЫ РУДОСЛАГАЮЩИХ СУЛЬФИДОВ

Общие сведения

Раннегеосинклинальные вулканогенно-осадочные и аргилитогенные формации разновозрастных эвгеосинклиналей Земли справедливо называются колчеданоносными. Связь пространственного размещения колчеданных месторождений в геосинклинальных зонах с особенностями проявления базальтоидного вулканизма, состава и строения колчеданных залежей с типами рудовмещающих вулканитов, определили направление исследований при решении вопроса о месте и времени колчеданообразования.

В.И. Смирнов (1968) показал единство взглядов преобладающего большинства исследователей. Возникновение колчеданных месторождений является деталью геосинклинального этапа развития разновозрастных эвгеосинклинальных зон. Следствием этого положения служит вывод о соответствии возраста колчеданных месторождений и рудовмещающих раннегеосинклинальных формаций.

В связи со сказанным выделяются разновозрастные колчеданоносные геосинклинальные зоны, раннегеосинклинальные этапы развития которых представляют собой эпохи колчеданообразования. В металлогенической эволюции Земли В.И. Смирнов (1968), Г.А. Твалчрелидзе (1970) и другие исследователи становление колчеданоносных геосинклинальных зон относят к архейской (?), протерозойской, байкальской, каледонской, герцинской, киммерийской и альпийской металлогеническим эпохам. Внутри отдельных эпох рудообразовательные процессы были разобщены значительными промежутками времени, либо имело место этапное развитие сульфидной минерализации.

В пределах древних колчеданоносных рудных районов широко проявлены постколчеданные метаморфические явления, вызывающие метаморфические превращения ранее образованных колчеданных руд и их вмещающих пород. В результате возникли метаморфические фации во вмещающих породах и синхронные с ними метаморфогенные руды. На многих колчеданных рудных полях развиты постколчеданные трезивные образования, значительно видоизменяющие колчеданные руды, либо предшествующие посткол-

чеданным оруденениям. Все эти явления нарушают "стандартность" колчеданных месторождений и обуславливают развитие в колчеданных рудных полях наряду с собственно колчеданными и других типов руд. Этим в свою очередь определяется возникновение комбинированных и полигенных месторождений.

Имеющиеся разногласия в вопросе о генезисе колчеданных месторождений в значительной степени обусловлены их изучением без учета возрастного разграничения типов оруденений, базирующимся на анализе последовательного развития ряда геологических явлений (магматизм, метаморфизм, телескопирование структур). Между тем необходимость именно такого комплексного подхода указывается рядом исследователей (Смирнов, 1960, 1968, Бородаевская и др. 1965).

Не разбирая здесь отдельных аспектов проблемы генезиса колчеданных месторождений отметим, что для дальнейшего развития теории колчеданообразования чрезвычайно важно освещение вопросов об источниках огромных масс серы, локализованных в месторождениях этого типа. В этой связи нами путем изучения изотопного состава серы рудослагающих сульфидов детально исследованы колчеданные, колчеданно-полиметаллические и медно-пирротиновые месторождения Большого Кавказа, Грузинской части Малого Кавказа, а также Болгарского Среднегорья. Изотопные измерения (около 2000 определений) производились в лаборатории изотопов Тбилисского Государственного Университета (М.Ш. Кавиладзе) на массспектрометре типа МИ-13-05. Наряду с собственными материалами в этой статье широко использованы опубликованные в литературе изотопные данные по ряду крупных колчеданоносных районов мира.

Ниже приведено рассмотрение вопросов генезиса колчеданных месторождений в свете изучения изотопного состава серы руд на фоне учета особенностей геологической среды рудоотложения. Материал изложен в возрастной последовательности от древних металлогенических эпох к молодым.

Протерозойская эпоха колчеданообразования

К образованиям этой эпохи относятся колчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения Карелии, Тянь-Шаня, Австралии, Канады (Салливан) и других регионов.

Карельские месторождения (Парандовское, Хаутаварское, Нялмозерское, Ведлозерское, Мулдусельгское, Северный рудник) среди подобных оруденений являются древнейшими, их радиометрический возраст 2100-2500 млн. лет (Виноградов и др., 1959).

По минеральному составу выделяются пиритовые, пирит-пирротиновые и пирротиновые залежи. Согласно с вмещающими породами пиритовые линзообразные тела залегают в нижнепроте-

розойских вулканогенно-осадочных образованиях, подвергшихся метаморфизму постколчеданного возраста эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой ступеней. Пирротиновое оруденение развивается на флангах, в висячем и лежащем боках пиритовых залежей. На пиритовые и преимущественно на пирротиновые руды наложена медно-полиметаллическая минерализация.

По данным С.И. Рыбакова (1967, 1969) формирование пиритового и пирротинового оруденений было разобщено периодом прогрессивной стадии регионального метаморфизма. Серноколчеданные руды при этом считаются гидротермально-осадочными. С ними синхронизируются пиритовые руды оолитовой текстуры в кварц-графитистых и графитистых сланцах. Пирротиновые руды, слагающие жилообразные тела, пересекают регионально метаморфизованные вмещающие породы и содержат их обломки. Полиметаллическая минерализация связывается с поздними гранитами.

Таким образом, Карельские месторождения можно отнести к типу комбинированных. В их пределах сосредоточены продукты трех этапов рудообразования: 1) гидротермально-осадочного (пиритовые руды), 2) метаморфогенно-гидротермального (пирротиновые руды) и 3) постгранитного - гидротермального (полиметаллическая минерализация).

Данные по изотопному составу серы рудослагающих сульфидов рассматриваемых месторождений (рис. 1.1.) заимствованы нами из работы Л.Н. Гриненко и др. (1971). Значения δS^{34} пиритов, пирротинов и других сульфидов (меди, цинка, свинца) изменяются от +3,0 до -6,0‰. Подавляющая масса образцов группируются в пределах +3‰. В сульфидах полиметаллических руд преимущественно отмечается обогащение легкой серой (δS^{34} от -0,3 до -4,0‰). Обособленное положение по изотопному составу серы (δS^{34} от +2,4 до -10,2‰) занимают оолитовые пиритовые руды из кварц-графитистых сланцев. Сера цементирующей оолиты кристаллической пиритной массы (δS^{34} -1,4 до -1,9‰) идентична сере пирит-пирротиновых руд.

На основании этих данных Л.Н. Гриненко и др. (1971) источник серы колчеданных месторождений Карелии считают гомогенным, а учитывая узкий диапазон значений δS^{34} , отрицают возможность усреднения изотопного состава серы сульфидов в результате перераспределения вещества при метаморфизме. При этом они опираются на отсутствие эффекта усреднения изотопного состава серы пиритовых оолитов. Между тем надо отметить, что для процесса усреднения, вероятно, необходима большая рудная масса с гетерогенной серой. В случае же мелких конкреций с однородным изотопным составом серы, усреднения не должны происходить. Следовательно, использовать конкреции для отрицания метаморфического усреднения изотопного состава серы колчеданных руд при их метаморфизме нет оснований.

В этой связи близстандартные значения серы пирротино-

вых руд не противоречат их метаморфогенному генезису. Есть полное основание полагать, что в рудах рассматриваемых месторождений принимает участие сера двух источников — ювенильная и морская (биогенная), при превалирующей роли первой.

Месторождение Маунт-Айза (Австралия). Медно-свинцово-цинково-серебряные месторождения Маунт-Айза локализованы в толще осадочных пород протерозойского возраста. Непосредственно рудовмещающими являются плейчатые и гофрированные глинистые сланцы с прослоями известняков и доломитов.

Крупные и разобщенные друг от друга линзообразные рудные залежи медного и серебро-свинцово-цинкового типов залегают согласно со слоистостью рудовмещающих глинистых сланцев. Руды обладают слоисто-полосчатыми текстурами, обусловленными чередованием рудных и безрудных прослоев. Рудные прослои при этом прослеживаются на десятки метров. Они вместе со сланцами гофрированы и рассланцованы (Solomon, 1965).

Со слоистыми рудными телами сочетаются жильные оруденения. Последние по данным П. Соломона (Solomon, 1965) образованы в процессе складчатости рудовмещающих пород и метаморфизма заключенных в них пластообразных рудных тел.

В отношении генезиса месторождений существуют различные точки зрения. Так, С. Картер (1951) считает месторождение результатом гидротермального процесса, протекавшего после складчатости и становления рудоконтролирующих разрывных нарушений. Более обстоятельный подход к решению данной проблемы приводится в работе П. Соломона (Solomon, 1965). Этот исследователь в основу объяснения генезиса месторождений кладет следующие данные: 1) согласное со слоистостью вмещающих пород залегание рудных тел, 2) слоистые текстуры руд, 3) аргументация возможности получения сульфидных масс в подводных условиях под влиянием сульфатредуцирующих бактерий — основываясь на экспериментальных данных, приведенных Е.Г. Бас Бакингом и Муром (Bass Becking, Moore, 1961), он считает возможным осаждение пирита, сфалерита, халькопирита и галенита в результате восстановления "сульфатсодержащих фаций" (морская вода или иловый осадок), обогащенных ионами железа, цинка, свинца и меди, 4) заимствование серы рудослагающими сульфидами из водной среды путем биогенного восстановления сульфатов в процессе рудоотложения, 5) метаморфизм руд — перекристаллизация, текучесть, растворение сульфидов и замещение одних другими, когда происходит метаморфогенное переотложение сульфидов и становление жильных оруденений, которые как указывает П. Соломон, ошибочно рассматриваются в качестве самостоятельной фазы минерализации или отождествляются с пластовыми залежами сульфидных руд, 6) образование пирротиновых руд в результате метаморфизма ранних пиритовых залежей. Путем последующего объемного перемещения пирротиновых руд вдоль

разломов появились псевдожильные месторождения.

Приведенные данные позволяют расшифровывать определения изотопного состава серы сульфидов Маунт-Айзы, содержащиеся в работе П. Соломона. Как показывает рис. 2, составленный нами по данным этого исследователя, значения δS^{34} сульфидов варьируют от +0,2 до +30,8‰. Этот разброс гораздо больший, чем устанавливается для многих других сульфидных месторождений. Он служит показателем биогенного сульфидообразования, когда сера извлекается из окружающей среды (морская вода, иловый осадок) путем восстановления сульфатов до сероводорода посредством воздействия на них анаэробных бактерий. Металлы при этом выносились гидротермальными растворами в морскую среду.

Наиболее широкий разброс значений δS^{34} и "сульфатное смещение" дают пириты из пластовых рудных тел (δS^{34} от +7,2 до +30,8‰). Тенденцию облегчения серы, либо суживания интервалов значений δS^{34} , обнаруживают сфалериты (δS^{34} от +10,6 до 23,0‰), галениты (δS^{34} от +0,2 до +15,3‰) и халькопириты (δS^{34} от +13,0 до +16,9‰). Пирротины по сравнению с фоновыми пиритовыми рудами не обнаруживают сужения значений δS^{34} (от +8,0 до +30,0‰). Вероятно пирротинообразование происходящее в результате метаморфизма пиритовых руд, не сопровождалось фационированием изотопов серы.

Тенденция облегчения серы и приближения ее изотопного состава к стандартному значению намечается для сульфидов из жильных образований (галенит из кварцевой жилы с δS^{34} +0,2‰, галенит из прожилков с δS^{34} +8,5‰), а также для сульфидов, образованных в результате метаморфизма пиритовых руд. На основании приведенных данных первичное образование рудных залежей Маунт-Айза представляется в подводных восстановительных условиях в стадию раннего диагенеза путем взаимодействия привнесенных гидротермальными растворами ионов металлов и их комплексных соединений с биогенной серой. Вероятно значительной была также роль глубинной серы, претерпевшей изотопную контаминацию в результате смешивания с серой океанической воды.

Месторождение Брокен-Хилл (Австралия) по всем данным представляет хороший пример редуцирования колчеданных руд в результате постколчеданного метаморфизма, гранитизации и последующего возникновения богатой, свинцово-цинковой минерализации.

Месторождение локализовано в среднепротерозойской вулканогенно-осадочной толще (кремнисто-железисто-марганцевые осадки, глинистые сланцы, песчаники, лавы и пирокластиты) на месте которой в результате ультраметаморфизма и гранитизации возникли гранатово-слюдяно-полевошпатовые гнейсы, слюдяные сланцы, кварциты, амфиболиты, гранито-гнейсы, мигматиты,

метасоматические граниты, пегматиты и аплиты. Они слагают узкую полосу, трассирующую зону глубинного разлома. В этой полосе (по длинной оси зоны метаморфизма и гранитизации) расположена главная рудная жила месторождения. Она простирается согласно простиранию вмещающих метаморфических пород и пегматитов. В строении руд ведущую роль играют сфалерит и галенит, занимающих до 90% их объема, а также пирит, пирротин, халькопирит, тетраэдрит, апатит, спессарит, ганит, родонит и бустамит.

Высокотемпературные минеральные парагенезисы руд, замещение метаморфических пород и пегматитов рудой, структурная позиция месторождения и многие другие данные, приведенные в работе Э. Эндрьюса (1953) определенно говорят о жильном, постметаморфическом (постгранитном) и высокотемпературном характере свинцово-цинкового месторождения Брокен-Хилл.

Наряду с приведенными данными интересны наблюдения С. Ричардса (Richards, 1966). Этот исследователь находит генетическую связь между полосчатыми кремнисто-железистыми породами и сульфидной минерализацией, что позволяет ему рассматривать месторождение как редуцированное гидротермально-осадочное.

Вероятно надо полагать, что в Брокен-Хилле имеется сочетание гидротермально-осадочного и гидротермально-метасоматического типов руд. Формирование вторых сопровождалось как редукцией колчеданных руд (их растворение и повторная концентрация вещества), так и привнесом металлических компонентов и серы из глубин. В пользу этого говорят результаты изучения изотопного состава серы сульфидов (Lawrens, Rafter, 1962) со стандартными значениями δS^{34} от 0 до +1,7‰ (рис. 2). Исключение составляет одна проба сфалерита с тяжелой серой ($\delta S^{34} = -42,5\%$), вероятно заимствованной из гидротермально-осадочной руды.

Байкальская эпоха колчеданообразования

Во время байкальской эпохи были сформированы колчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения Австралии (Нейрни), Западных Саян (месторождения Тувы), Бурятии (Озерное) и других регионов.

Месторождение Нейрни (Австралия) детально изучено В. Скиннером (Skinner, 1958). Оно представляет собой огромную пачку пирит- и пирротинсодержащих сильно метаморфизованных песчаников, алевролитов и кварцитов нижнекембрийского возраста. В пачке выделяется два сульфидсодержащих слоя, разделенных безсульфидными граувакками и кварцитами. Сульфидсодержащие пласты слагаются мелкозернистыми, богатыми ква-

рцем, породами. Сульфиды в пластах по простиранию и по падению распределены равномерно. Они четко повторяют элементы генеральной слоистости и локальной кривой слоистости. Отмечается постоянная соизмеримость размеров зерен сульфидов и терригенных минералов рудовмещающих пород.

Месторождение подвергнуто интенсивной складчатости и метаморфизму. В результате метаморфизма образованы кварц-мусковит-альбит- (андалузит-кианит) -пирит-пирротиновая и кварц-мусковит-альбит-микроклин-пирит-пирротиновая минеральные ассоциации (парагенезисы). Породы, сложенные этими парагенезисами повсеместно переслаиваются. Метаморфизмом обусловлена перегруппировка сульфидов и пирротинообразование на фоне пиритовых руд.

Как видно на рис. 2, значения δS^{34} сульфидов Нейри варьируют в узком интервале - от -12,0 до -21,0‰ (данные заимствованы из работы М. Йенсена, 1970). При этом больше оснований говорить о биогенном источнике серы.

Каледонская эпоха колчеданообразования

К каледонской эпохе относится становление колчеданных месторождений Западных Карпат (Мало-Карпатское, Гельпское, Смольник), Норвегии (Леккеп, Скурувас, Сулетельма, Йома), Урала (Юбилейное, Маканское, Октябрьское, Ташкулинское, Левихинское), Канадских Аппалачей, Большого Кавказа (небольшие рудопроявления в Бечасинской зоне) и других регионов.

Западно-Карпатские месторождения, хорошо изученные Чехословацкими геологами (Цамбел, Кантор, 1972), локализованы в Западной, Центральной и Восточной Словакии.

В Западной Словакии (Малые Карпаты) в кембро-силурийской вулканогенной толще основного состава на разных уровнях разреза залегают пиритовые залежи осадочно-вулканогенного происхождения. В результате пост-серноколчеданного герцинского гранитного магматизма были метаморфизованы рудовмещающие вулканогенные породы (превращены в амфиболиты, амфиболовые роговики, актинолитовые сланцы) и серноколчеданные залежи (образование метаморфогенных пирротиновых руд с малым количеством халькопирита и сфалерита). В связи с постмагматической деятельностью гранитоидного магматизма образовались свинцово-цинковые, антимонитовые и золото-кварцевые жильные оруденения. Они развиты как самостоятельно, так и комбинируются с гидротермально-осадочными пиритовыми рудами. В результате возникли комбинированные (гетерогенно-полигенные) месторождения.

Все перечисленные оруденения Малых Карпат характеризуются интервалом значений δS^{34} от -1 до -22‰.

Как показывает рис. 1.1. сингенетические (осадочно-вулканогенные) руды характеризуются интервалом значений δS^{34} от -8 до -22% . Характерно, что графитсодержащие руды богаче легкой серой (δS^{34} от -12 до -22%), тогда как в рудах, содержащих много амфибола, сера сравнительно утяжелена (δS^{34} от -8 до -11%). Поскольку графитсодержащие руды образовались в условиях широкого развития углистого вещества, то облегчение серы соответствующих сульфидов можно объяснить процессами биогенного восстановления сульфатов. В туфогенно-пиритных осадках (ныне амфиболсодержащие руды) процесс ассимиляции сульфидами легкой серы протекал слабее.

При метаморфизме осадочно-вулканогенных пиритовых руд метаморфогенные пирротиновые руды проявились там, где фоновые руды содержали наиболее легкую серу (δS^{34} от -18 до -22%). Надо полагать, что образование пирротиновых руд происходило в восстановительных условиях, при которых изотоп S^{32} вел себя активно.

Заслуживает внимание закономерное поведение изотопов серы в сингенетических рудных зонах в зависимости от их близости или удаленности от постсерноколчеданных массивов гранитоидов. Так, в общем интервале значений δS^{34} (от -8 до -22%) выделяются подинтервалы: 1) от -8 до -15% и 2) от -17 до -22% . Зоны с первым подинтервалом находятся вблизи послерудных гранитоидных тел, а со вторым — в удалении от них. В этой связи допускается объединение гидротермально-осадочных руд изотопом S^{32} в связи с воздействием на них гранитов. Вынесенная легкая сера израсходовалась на сульфиды метаморфогенного генезиса.

Постгранитные оруденения Малых Карпат (свинцово-цинковая и антимонитовая минерализации) характеризуются резким уменьшением роли легкого изотопа серы и приближением изотопных значений к стандартному (δS^{34} от -1 до -5% , рис. 1.1.). Аналогичным составом обладает сера вкрапленников пирита из гранитов. По указанию Б. Цамбела и Я. Кантора (1972) изотопный состав серы эпигенетических руд соответствует предположению о генетической связи оруденения с гранитной магмой. Источником серы при этом являлась первичная сера гранитоидной магмы, смешанная с легкой серой ранней догранитной сингенетической минерализации.

В Центральной Словакии (месторождение Гельпа) линзообразные рудные тела, сложенные пирротином с небольшим количеством пирита, залегают в метаморфизованных вулканитах основного состава. В незначительных количествах руды содержат халькопирит и сфалерит. Во всех типах руд присутствует графит. Б. Цамбел, Я. Кантор (1972) рудные тела считают первично осадочно-вулканогенными-пиритовыми, претерпевшими метаморфическую пирротинизацию.

Рассматриваемые руды характеризуются интервалом значений δS^{34} от -14 до -25‰ (рис. 1.1.). Амфиболсодержащие руды более обогащены изотопом S^{34} , чем графитсодержащие. Установлено также, что пирит содержит всегда больше S^{34} , чем выделенный за его счет пирротин. Этот факт расценивается как один из критериев метаморфогенного пирротинообразования. Как в Мало-Карпатских месторождениях, так и здесь источником является биогенная сера.

В Восточной Словакии (месторождение Смольник) с пиритовыми залежами гидротермально-осадочного генезиса, залегающими в кембро-силурийских вулканитах основного состава, комбинируется постсерноколчеданная медно-полиметаллическая минерализация с тетраэдритом, арсенопиритом, бурнонитом, самородным золотом, самородным висмутом. Характерно отсутствие пирротина.

Общий разброс значений δS^{34} лежит в пределах от +1,0 до +17,0‰ (рис. 1.1.). В этом интервале выделяются подинтервалы значений δS^{34} : 1) от +11,0 до +17,0‰ (перекристаллизованные ранние пиритовые руды, 2) от +8,5 до +11,5‰ (сульфиды из сплошных руд), 3) от +1,0 до +4,0‰ и от +12,0 до +14,0‰ (медно-свинцово-цинковые руды), 4) от +7,0 до +16,0‰ метаморфогенные сульфидные жилки), 5) от +3 до +4‰ (гидротермальные жилки). При гидротермально-осадочном рудообразовании пиритовыми рудами заимствовалась сульфатная сера из морских вод, или донных илов. Более поздними рудами сера заимствовалась из ранних пиритовых руд, или осадочных сульфатов.

Таким образом, рассматриваемые месторождения имеют первоначально гидротермально-осадочное происхождение. Однако, как указывают Б. Цамбел и Я. Кантор (1972), процессы их становления были различными. Если отложение пиритовых руд Малых Карпат и Гельпы происходило в среде активного воздействия органического вещества, то в рудообразовании Смольника органическое вещество не принимало участия. Этим в свою очередь обусловлено различное поведение изотопов серы в месторождениях - в одном случае превалирующее значение изотопа S^{32} , а в другом - изотопа S^{34} . С этой особенностью в закономерной связи находится развитие пирротиновых руд.

Уральские месторождения. К каледонской эпохе колчеданообразования относятся месторождения Южного Урала из Макан-Гайской (Маканское, Октябрьское, Ташкулинское) и Акяр-Бурибаевской (Юбилейное) структурно-фациальных подзон. Они сосредоточены среди вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований нижнего (Юбилейное месторождение в контрастно-дифференцированной липарито-базальтовой формации) и верхнего (Маканское, Октябрьское, Ташкулинское месторождения в последовательно дифференцированной базальт-андезит-дацит-липаритовой формации) силура. Материалы по этим месторождениям

заимствованы нами из работы А.А. Малахова и др. (1973).

На Юбилейном и Маканском месторождениях исследованы как массивные, так и прожилково-вкрапленные руды, а на Октябрьском и Ташкулинском месторождениях - ореолы, связанные со сплошными сульфидными телами.

Сопоставляя значения δS^{34} Юбилейного и Маканского месторождений (рис. 1.1.), соответственно связанных с контрастно- и последовательно дифференцированными формациями, четко вырисовывается сравнительная гомогенность серы руд Юбилейного месторождения по сравнению с рудами Маканского месторождения. Это в свою очередь указывает, что в рудах последнего сосредоточена сера из разных источников (мантийная и биогенная). Одновременно эти два месторождения сходны по разбросу значений δS^{34} (от $-4,5$ до $+7,5\%$ на Юбилейном месторождении и от $-5,0$ до $+5,0\%$ на Маканском месторождении). Полная аналогия устанавливается в отношении изотопного состава серы ранних серноколчеданных руд, δS^{34} которых в обоих месторождениях варьирует от $+3,2$ до $-1,2\%$. Различия намечаются для постсерноколчеданных сульфидов (пирит-халькопиритовая, пирит-халькопирит-сфалеритовая и пирит-сфалеритовая стадии). Внутри отдельных стадий намечается облегчение серы поздних минералов, а от стадии к стадии - постепенное накопление тяжелой серы.

Пириты из вмещающих пород Октябрьского и Ташкулинского месторождений дают два четко выраженных пика около $+1,8$ и $-1,3\%$. Эти два пика выделяются также для Маканского месторождения ($+1,8$ и $-1,0\%$). Приведенные данные позволяют провести параллель между месторождениями, сформированными в связи со становлением последовательно дифференцированной базальт-андезит-дацит-липаритовой формации.

К каледонской эпохе следует отнести также колчеданные месторождения Левихинского района (Средний Урал), локализованные в контрастно-дифференцированной (диабаз-альбитофировой) силурийской вулканогенной толще. Сведения о них заимствованы из работы Л.Н. Гриненко и др. (1969).

В отмеченных месторождениях по вещественному составу выделяются комбинированные, либо самостоятельные тела серно-, медно-, медно-цинковых и цинково-колчеданных руд, сформированных в течение трех стадий рудообразования - серноколчеданной, медной и цинковой (Амирасланов, 1934, Григорьев, 1948). Руды сплошные и прожилково-вкрапленные, широко проявлена постколчеданная сульфатная (гипс, ангидрид) минерализация, порой сопровождаемая пиритной вкрапленностью. На рис. 1.1, показаны значения δS^{34} сульфидов из рудовмещающих пород, подрудных кварцево-серицитовых метасоматитов, рудных тел, а также постколчеданных сульфатов.

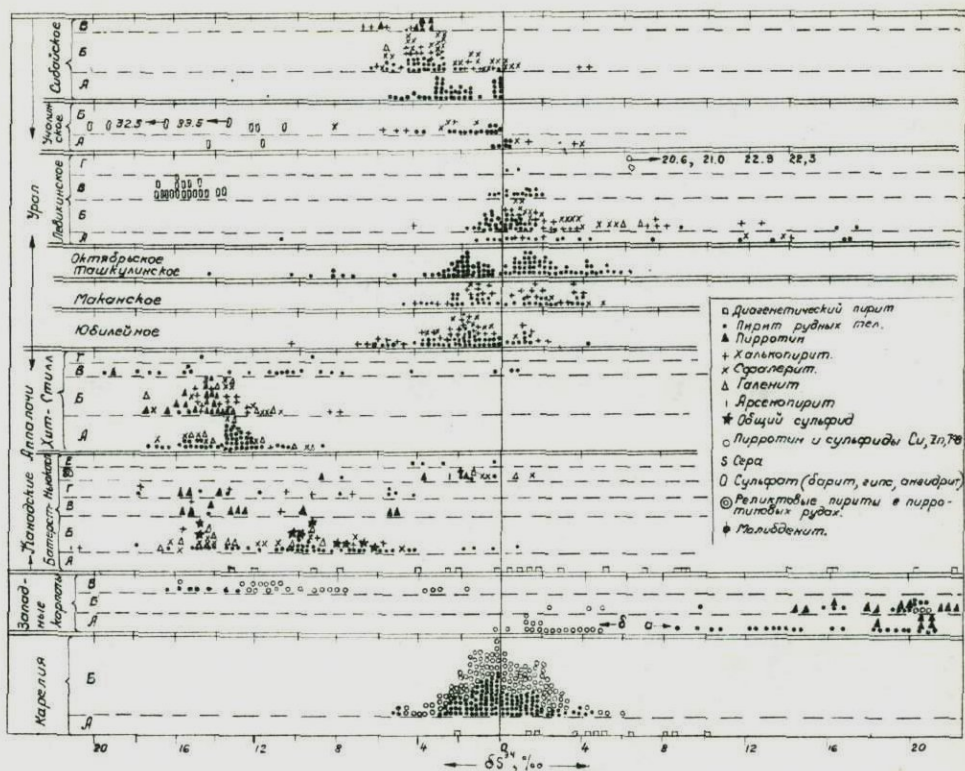


Рис. 1.1. Изотопный состав серы сульфидов колчеданных месторождений из вулканогенных геосинклинальных трогов.

Месторождения Карелии: А - пириты из рудовмещающих пород, Б - сульфиды рудных тел.

Месторождения Западных Карпат: А - месторождения Малых Карпат (а - гидротермально-осадочные серноколчеданные руды с метаморфогенным пирротинном, б - эпигенетические руды), Б - месторождение "Гельца", В - месторождение "Смольник".

Месторождения района Батерст-Ньюкасл (Канада): А - сингенетические пириты из рудовмещающих пород, Б - массивные колчеданные руды стратиформных залежей, В - пирротин-халькопирит-пиритовая минерализация на фоне стратиформных залежей, Г - вкрапленники и прожилки сульфидов в ореолах стратиформных залежей, Д - сульфиды из жильных рудных тел, Е - пириты из гранитов и габбро.

Месторождение Хит-Стилл (Канада): А - сульфиды из стратиформных рудных тел, Б - пирротин-халькопирит-сфалерит-галенитовая минерализация на фоне стратиформных залежей, В - вкрапленность и прожилки пирита во вмещающих породах, Г - пириты в разгнейсованных гранитах.

Месторождения Урала: Юбилейное, Маканское, Ташкулинское, Октябрьское, Левихинское (А - сульфиды из подрудных кварцево-серицитовых метасоматитов, Б - залежи сульфидных руд, В - постколчеданная пирит-гипс-ангидритовая минерализация, Г - пириты из рудовмещающей и надрудной толщ - сингенетические и обломки), Учалинское (А - фоновые серноколчеданные руды, Б - постсерноколчеданная барит-сфалеритовая минерализация) и Сибайское (А - фоновые серноколчеданные руды, Б - постсерноколчеданная медно-свинцово-цинковая минерализация, В - пирит-пирротин-халькопиритовая минерализация).

В рудовмещающих породах пириты дают широкий разброс значений δS^{34} в пределах биогенной серы, что показывает их образование в отличных от рудных залежей условиях. Сюда же входят "обломковидные" обособления пирита (δS^{34} от -21,0 до -26,3‰), которые скорее являются диагенетическими пиритами, чем обломками колчеданных руд. δS^{34} сульфидов рудных тел локализованы в интервале от +2,0 до -4,0‰. Исключение составляют рудные линзы месторождения Левиха XIУ, сульфиды которого выходят за пределы указанного интервала в сторону легкой серы. Сера пиритов этого месторождения имеет биогенное происхождение. Источником могли служить линзы биогенного пирита в осадочных породах (углистые сланцы) с δS^{34} от -20,6 до -22,9‰. Халькопириты и сфалериты, наложенные на пириты с легкой серой, тоже обогащены легким изотопом, но в меньшей степени, чем пириты. Для Левихинских месторождений в целом характерна сопоставимость по изотопному составу серы сульфидов рудных тел с сульфидами из подрудных кварцево-серицитовых метасоматитов.

Гипсы и ангидриты постколчеданных жил содержат серу с δS^{34} от +14,7 до +17,7‰. Пириты из кварцево-серицитовых пород и сплошных руд, на фоне которых эти жилки развиты, характеризуются интервалом значений δS^{34} от +0,7 до -2,0‰. В этой связи выдвигается проблема об источнике сульфатной серы, о механизме ее возникновения. Л.Н. Гриненко и др. (1969) находят генетическую связь между сульфатами и сульфидами на основании сходства коэффициентов разделения изотопов серы для сульфат-сульфидных пар. Образование сульфатов они считают результатом частичного окисления сульфидной серы рудоносных растворов. Поскольку гипс-ангидритовые прожилки рассекают кварц-серицитовые сульфидизированные метасоматиты и колчеданные руды, то говорить об синхронности их образования нельзя. Исходя из этого нельзя рассматривать пары сульфат-сульфид в качестве парагенетичных и на основании их выводить коэффициенты разделения.

Как показывает рис. 1.1, сульфаты и пириты образуют независимые интервалы δS^{34} от +14,7 до +17,7‰ (сульфаты) и

от +0,7 до -2,0‰ (пириты). Последний интервал характеризует колчеданные пириты и ничего общего не имеет с сульфатами, редко ассоциирующимися с пиритами (Гриненко и др., 1969). Следовательно, сульфаты и сульфиды вопреки утверждениям этих авторов генетически не взаимосвязаны. Источником сульфатов надо считать постколчеданные кислые растворы, по вопросу о происхождении которых могут быть самые различные точки зрения.

В целом для колчеданных месторождений Левихинского района можно говорить о гетерогенном характере источников серы при преобладающей роли ювенильного источника.

Месторождения Канадских Аппалачей. В Канадских Аппалачах широко развиты колчеданные, медно-пирротинные и колчеданно-полиметаллические месторождения. В разрезе настоящей статьи рассматриваются месторождения области Батерст-Ньюкасл и рудоносного района Хит-Стилл. Материалы по ним заимствованы из работ У. Таппера (Тирреч, 1960), В. Голика, (1964) и Е. Дешоу (1964).

По данным В. Голика (1964) в указанных районах развита сложная серия силурийских вулканогенно-осадочных образований. Среди вулканогенных пород выделяются андезиты, риолиты, кварцевые порфиры и их пирокластиты. Вулканогенные породы переслаиваются с осадочными. Среди последних развиты аспидные сланцы (графитовые, марганцево-железистые и железистые), кремнистые породы типа яшм (собственно яшмы, тонкополосчатые гематитовые кварциты), хлоритовые кварциты, алевролиты, туфогенные осадки. Осадочные породы региона, по данным этого исследователя, связаны с длительным периодом седиментации, разделяющим две интенсивные фазы вулканизма. В районе рассматриваемых месторождений эти образования развиты вокруг куполовидного поднятия. Месторождения локализованы вдоль контакта железистых аспидных сланцев и железистых кварцитов с вулканогенными породами. Контакт должен рассматриваться в качестве переходной зоны. Поэтому структурная позиция данных месторождений имеет много общего с Урупским месторождением, расположенным тоже в переходной зоне.

1. Месторождения области Батерст-Ньюкасл, расположенной в северо-восточной части провинции Нью Брансуика, по морфологическим особенностям подразделяются на пластовые и жильные. Среди первых У. Таппер (Тирреч, 1960) выделяет два типа. Первый сложен мелкозернистым пиритом, галенитом, сфалеритом, серебром с небольшим количеством пирротина и халькопирита. Второй тип является медно-пирротинным с галенитом, сфалеритом и серебром. Оба типа часто находятся в комбинации и полагают, что медно-пирротинная минерализация моложе колчеданной. Среди жильных месторождений выделяются медно-пирротинный, кварц-арсенопиритовый, кварц-халькопиритовый, сфа-

лерит-халькопирит-галенитовый и кальцит-сфалерит-галенитовый с серебром типы.

Пластовые месторождения локализованы в пачке переслаивания осадочных (аргиллиты, железистые яшмы) и эффузивно-пирокластических пород, окаймляющих центр вулканических извержений и трассирующих зону перехода вулканогенной толщи в терригенную. Сульфидные залежи находятся в тесной ассоциации с железистыми осадочными породами, чем подчеркиваются специфические условия туфоотложения (Голик, 1964). Жильные рудные тела часто выходят за пределы переходной зоны и имеют значительный вертикальный диапазон размещения.

В отношении генезиса месторождений области Батерст существуют различные точки зрения. Одни исследователи рудообразование связывают с гранитоидным магматизмом (в районе месторождений рудоносная толща интродуцирована гранитными батолитами верхнедевон-нижнекарбонового возраста). Другие предполагают мобилизацию рудного вещества из вмещающих пород во время метаморфизма. Заслуживает внимания указание Стаптона (см. Тирреч, 1960) об образовании сульфидов путем редукции сульфатов в окружениях вулканического аппарата в период его активности, а также В. Голика (1964) о связи пластовых залежей с процессами седиментации. При этом допускается возможность гидротермально-осадочного происхождения пиритовой основы пластовых тел.

В пользу этой точки зрения, которой придерживаются и авторы, говорят следующие факты: пластовая форма рудных тел, их большие размеры и согласное со слоистостью вмещающих пород залегание; приуроченность рудных пластов к одному рудоносному уровню; трассирующему стратиграфическую границу между эффузивно-пирокластической (подрудной) и терригенной (надрудной) толщами, слоисто-полосчатое строение и однородность руд; переходы сульфидных пластов по простиранию в железистые яшмы, позволившие Миклистеру (см. Тирреч, 1960) считать колчеданные залежи фашиальной разностью железистых яшм.

По сравнению с этими доводами, мнение о метаморфогенном (повышенные содержания металлов в осадочных породах; высокая степень метаморфизма рудовмещающих пород; наличие структурных рудолокализирующих ловушек; метасоматический характер сульфидов) или гидротермально-метасоматическом (предполагаемая генетическая связь между жильными и пластовыми залежами, наличие благоприятных для замещения пород — железистые яшмы и хлоритовые сланцы; пространственная связь месторождений с гранитными массивами) образования пластовых залежей пиритовых руд менее обоснованы. Эти последние утверждения приводятся для обоих морфологических типов руд и если одни из них правомочны для пластовых серноколчеданных залежей, то их нельзя распространить на медно-пирротиновые руды, комбинирующиеся с пластовыми залежами, или на жильные мес-

торождения. Исходя из этого вопросы генезиса сульфидных залежей Батерст надо рассматривать отдельно для пластовых и для жильных месторождений. При таком подходе все существующие доводы в пользу гидротермально-осадочного или гидротермально-метасоматического генезиса остаются состоятельными и снимаются противоречия, на которые указывал у. Таппер (Тирреч, 1960).

Исходя из принципа отдельного рассмотрения генетических особенностей морфологических типов рудных тел, нами с использованием данных Таппера (Тирреч, 1960) составлены гистограммы значений δS^{34} (рис. 1.1.), на котором учтены данные по 16-ти пластовым и 4-ем жильным рудным телам.

Как показывает рис. 1.1, самым широким спектром значений δS^{34} (от +13,1 до -22,2‰) характеризуются диагенетические пириты из рудоносного переходного горизонта. При этом не возникает сомнения в отношении биогенной природы серы этих пиритов.

Пластовые залежи сульфидных руд характеризуются интервалом значений δS^{34} от +21,0 до -1,5‰. В нем выделяются два подинтервала: 1) от +13,0 до +16‰ и 2) от +6,0 до +11,0‰. В них вписываются значения δS^{34} сульфидов пирротин-пирит-халькопиритовой минерализации, развитой на фоне пластовых тел, или прожилково-вкрапленной минерализации из вмещающих пород.

В жильных месторождениях значения δS^{34} варьируют от 0 до -1,8‰, за исключением единичных значений, выходящих за пределы этого интервала.

Приведенные данные показывают, что в пластовых залежах сосредоточена тяжелая сера, по составу занимающая промежуточное положение между серой оксанического сульфата ($\delta S^{34} = +20‰$) и метеоритной ($\delta S^{34} = 0$).

Придавая незначительную роль процессу бактериальной сульфатредукции при возникновении тяжелой сульфидной серы (в таком случае необходим широкий двухсторонний спектр значений δS^{34}), отметим, что в рудообразовательной системе велика роль сульфатной серы, а рудоотлагающие растворы в отношении изотопного состава были гомогенными. Такие условия могли создаваться при осваивании рудоотлагающей системы больших масс сульфатов (с параллельной их редукцией) и, следовательно, при изотопной гомогенизации серы, в последующем входившей в состав сульфидов. Пирротин-галенит-сфалерит-халькопиритовой минеральной ассоциацией, наложенной на пиритовые руды, была заимствована сера из последних без существенного изотопного разделения.

Жильные месторождения, по всем данным, образовались значительно позже становления пластовых пиритовых залежей. Образованию жильных месторождений предшествовало внедрение гранитных батолитов с аргоновым возрастом 386 ± 10 млн. лет. Этому периоду соответствует галенитовая минерализация (со сви-

нцовым возрастом 370 ± 20 млн. лет) как из жильных месторождений, так и развитая на фоне серноколчеданных залежей. Как будто нельзя сомневаться в том, что внедрение гранитов и свинцовая минерализация произошли в течение одного и того же орогенеза (бретонская фаза). Тесная ассоциация галенитовой минерализации с пирротиновыми и полиметаллическими рудами и их соотношения с пиритовыми залежами позволяют полагать, что с внедрением гранитов связано формирование всех жильных месторождений, а также пирротин-халькопирит-галенит-сфалеритовой минерализации на фоне пластовых залежей пиритовых руд. В пользу этого говорят также близстандартные значения δS^{34} вкрапленников пирита из гранитов. В этой связи пирротинообразование является результатом гидротермально-метаморфогенного превращения пиритовых руд.

Близстандартные значения δS^{34} сульфидов жильных месторождений указывают на глубинный источник серы. Таким образом, при формировании пластовых пиритовых залежей функционировал сульфатный источник серы, тогда как образование жильных месторождений поддерживалось глубинным источником серы, а также ее заимствованием из фоновых серноколчеданных руд.

2. Месторождения рудоносного района Хит-Стил локализованы в вулканогенно-осадочной толще, сложенной кислыми и основными вулканогенными породами, кварцево-серицитовыми сланцами, эффузивными кварц-порфирами и кремнисто-железистыми осадками. За пределами рудного района развиты постверхнедевонские гранитные интрузии.

Рудные залежи размещены вдоль контакта эффузивных кварцпорфиров и возникших за счет аргиллитов кварцево-серицитовых сланцев.

Пластообразные рудные тела, залегающие согласно со слоистостью рудовмещающих пород, сложены преимущественно пиритом, образующим массивные и слоисто-полосчатые руды. В них содержатся прожилки и рассеянная вкрапленность сфалерита и галенита. Подчиненным развитием пользуются висмутин, тетраэдрит, теннантит, графит. В местах метаморфизма и трещиноватости пиритовых руд проявлена пирротинизация с халькопиритом и кварцем.

В отношении генезиса месторождений района Хит-Стил Е. Дешоу (1964) показывает те же противоречия, что были отмечены для рудных залежей Батерста Таппером (Тирреч, 1960).

Гистограмма значений δS^{34} (рис. 1.1.), построенная нами по данным Е. Дешоу (1964), не показывает существенного разброса. В общем интервале изотопных значений (δS^{34} от +8,5 до +17,5‰) отмечается их суживание с утяжелением серы для пирротинов (δS^{34} от +13,5 до +17,5‰). Сера халькопиритов в парагенезисе с пирротинами, сравнительно облегчена. Узкий интервал значений δS^{34} и "сульфатность" серы сульфидов

рассматриваемых месторождений говорит о гомогенной и сульфатной природе источника серы. Е. Дешоу (1964) полагает заимствование сульфатной серы сульфидами, путем высокотемпературного восстановления сульфатов при вовлечении "сульфатного пласта" (захороненная океаническая пластовая вода, либо пласт эвалорита) в сферу высокотемпературной переработки, в частности, гранитизации.

Не оспаривая выводов этого исследователя надо отметить, что в районе этих месторождений никем не отмечается наличие сульфатных горизонтов (эвалориты), нет также оснований для предположения о наличии захороненных сульфатных вод. Скорее всего сульфатная природа серы сульфидов была обусловлена гидротермально-осадочным способом рудоотложения. При этом в обстановке выноса гидротермальными растворами больших масс ювенильной серы были созданы восстановительные условия среды. В таких условиях протекали процессы почти полного восстановления сульфатов, содержащихся в иловых осадках или в морских водах. Полное восстановление было обусловлено повышенным восстановительным потенциалом среды, созданным в результате выноса больших масс глубинной серы в морской бассейн. В результате смешивания с сульфитной серой бассейна привнесенной ювенильной серы произошла изотопная контаминация этого элемента. Следовательно, сульфидами была освоена сера, занимающая по изотопному составу промежуточное положение между стандартной и сульфатной (морской воды) разностями.

Герцинская эпоха колчеданообразования

Герцинская эпоха в отношении образования колчеданных месторождений является наиболее значительной. В течение этой эпохи были сформированы обширные колчеданосные геосинклинальные формации и уникальные колчеданные месторождения Урала, Большого Кавказа, Алтая, Рено-Герцинской зоны Центральной Европы, Испании и других регионов.

Месторождения Урала. Из герцинских колчеданных месторождений Урала в свете изотопов серы детально исследованы Учалинское и Сибайское месторождения (Петровская и др. 1958, Гриненко, 1963).

Учалинское месторождение, залегающее в девонской последовательно дифференцированной вулканогенной толще, представлено крупными залежами колчеданных руд. Они сложены мелко-тонкозернистыми массами пирита, выполняющими 70-90% объема залежей. Наряду с баритом, халькопиритом и сфалеритом, образующими мелкие вкрапленники в массивных пиритовых рудах (и образованных вместе с ними), выделяется барит-сфалеритовая (с подчиненным халькопиритом) минерализация, приуроченная к

широким зонам повышенной трещиноватости и блокировки пиритовых руд. Дробленные пиритовые руды образуют крупные округлые обломки, в цементе которых, а также вдоль пересекающих их трещин, выделены сфалерит, блеклая руда, халькопирит и коллоидный пирит, на основании чего выделение этих минералов устанавливается после дробления пиритовых руд.

Как показывает рис. 1.1, фоновые пиритовые руды по изотопному составу серы незначительно отклоняются ($\delta S^{34} +0,3\%$) от стандартного значения. Сера халькопиритов и сфалеритов, образованных одновременно с фоновыми рудами, заметно облегчена, а баритов — утяжелена. Вариация значений δS^{34} внутри ассоциации — барит-халькопирит-сфалерит, подчеркивает видоизменения (изотопного разделения) той исходной серы, которая сосредоточена в пиритовых сплошных рудах. Поэтому следует предполагать наличие единого источника серы.

Поздняя барит-пирит-сфалерит-халькопиритовая минерализация характеризуется утяжелением серы, что свидетельствует о включении в рудообразовательный процесс дополнительного источника серы наряду с ювенильным. В качестве такого источника могли выступать сульфатсодержащие воды.

Сибайское медноколчеданное месторождение локализовано в нижне-среднедевонской последовательно-дифференцированной вулканогенной толще на границе кислых и основных вулканитов. Рудные тела сложены массивными, брекчиевыми и брекчиево-вкрапленными разностями. Вкрапленные руды характерны для подрудных кварцево-серицитовых пород, а брекчиевые — для надрудных туфообломочных пород, содержащих обломковидные обособления колчеданных руд.

На основании данных Н.В. Петровской (1961) и Л.Н. Гриненко (1963) становление месторождения происходило в течение единого, но длительного процесса, охватывающего три стадии минерализации: 1) раннюю пиритовую стадию с формированием тонко-мелкозернистого пиритового базиса рудных тел, 2) пирит-сфалерит-халькопиритовую стадию, при которой образовались пиритовые скопления, оруденелые брекчии, вкрапленные руды, 3) позднюю пирит-сфалерит-халькопиритовую стадию с отложением главных масс сульфидов меди, свинца и цинка, к ней относят также образование пирротиновых руд.

Как показывает рис. 1.1, общий разброс значений δS^{34} по месторождению в целом лежит в пределах от +7,0 до -2,1‰. Состав серы тонко- и мелкозернистых пиритов, слагающих базис рудных тел, колеблется от 0,0 до +5,3‰. Среди них имеются как околостандартные, так и утяжеленные пириты ($\delta S^{34} = 3,5\%$). Следовательно, пиритовый базис не включает одну гомогенную фазу серы, а скорее всего надо предполагать гетерогенный источник. Поздние сульфиды (вторая и третья стадии) аналогично Учалинским (Петровская и др., 1958) обогащены изотопом S^{34}

до 3-5%, по сравнению со стандартом или с серой раннего пирита.

На колчеданные руды Сибая наложены кварцево-карбонатные жилы с халькопиритом и сфалеритом. При этом поздними кремне-карбонатными растворами, вероятно, привносились растворенные соединения меди и цинка. При их воздействии с колчеданными рудами последние пирротинизировались, а высвобожденная сера расходовалась на образование халькопиритов и сфалеритов. Последними при этом была усвоена сравнительно легкая сера, тогда как пирротиновые руды сконцентрировали в своей массе остаточную тяжелую серу заместившейся колчеданной основы.

В целом, широкий спектр значений δS^{34} говорит о сложности процесса становления месторождения и об участии в рудообразовании наряду с глубинной серой поверхностной утяжеленной серы.

Месторождения Большого Кавказа, принадлежащие герцинской эпохе колчеданообразования, сосредоточены в девонской спилито-кератофировой формации зоны Передового хребта Северного Кавказа. Геологические и генетические особенности этих месторождений детально освещены в литературе (Смирнов, Гончарова, 1960., Буадзе, 1962, 1964, 1970, Скрипченко, 1966 и др.). Описаны также основные закономерности поведения изотопов серы в рудах (Буадзе и др., 1970, Твалчрелидзе, Буадзе, Кавиладзе, 1972).

По условиям образования выделяются три группы месторождений: 1) субвулканических глубин (Худесское, Быковское, Бескесское), 2) близповерхностные (Урупское, Власенчихское, Датское) с сочетанием гидротермально-осадочных и гидротермально-метасоматических типов руд и 3) аутометасоматически-сингенетические (Скалистое месторождение и ряд мелких зон), возникшие одновременно со становлением покровов основных, реже кислых лав. На рис. 1,2, показаны значения δS^{34} сульфидов в соответствии с такой группировкой месторождений.

1. Сера сульфидов месторождений первой группы закономерно утяжелена по сравнению с метеоритовым стандартом. Худесское месторождение, генетически связанное с контрастно-дифференцированной вулканогенной формацией, обладает спектром значений δS^{34} от 0,0 до +5,0‰. Руды Бескесского и Быковского месторождений из последовательно-дифференцированной формации обладают интервалом значений δS^{34} от +2,0 до +7,5‰. Внутри отдельных рудных тел установлено постепенное нарастание роли стандартной серы от ранних минеральных парагенезисов к поздним. Небольшой разброс значений δS^{34} по месторождениям и существенное утяжеление серы (до 5-7‰) позволяет говорить о гомогенности ее источника, что предполагается в условиях контаминации ювенильной и океанической (сульфатной) серы в

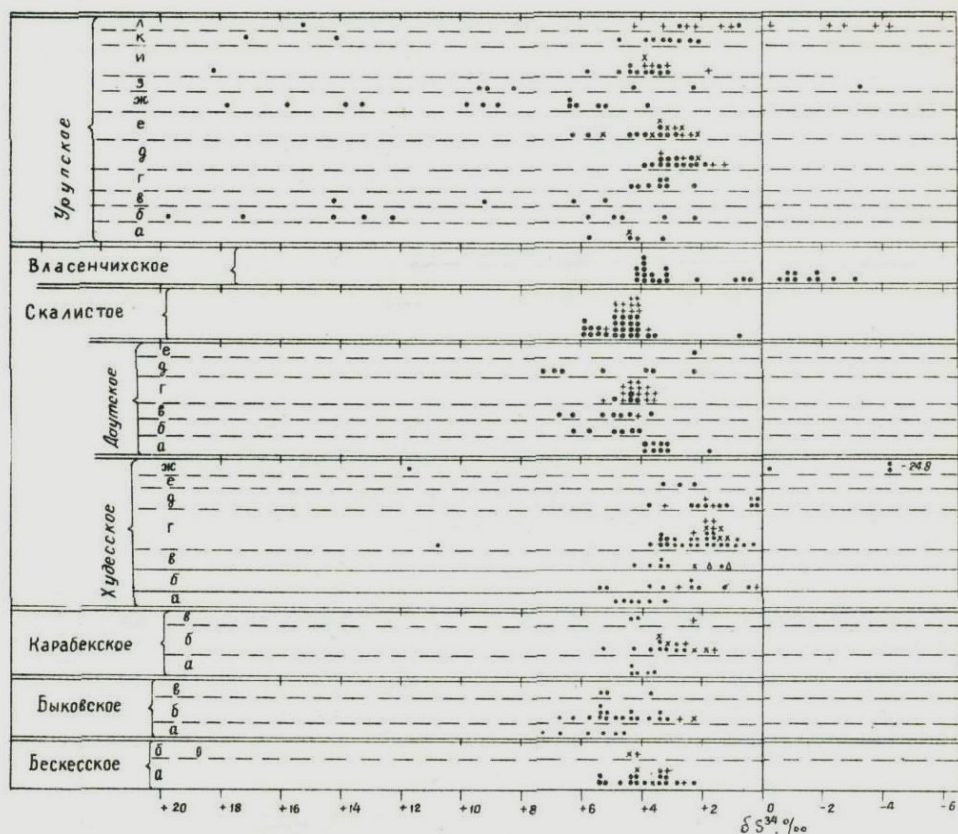


Рис. 1.2. Изотопный состав серы сульфидов колчеданных месторождений из вулканогенных геосинклинальных трогов (продолжение рис. 1.1).

Месторождения Передового хребта Северного Кавказа: Бескесское (а - сульфиды рудной залежи, б - постколчеданная минерализация), Быковское (а - подрудные кварц-серицит-пиритовые метасоматиты, б - залежь сплошных колчеданных руд, в - пиритизация в надрудных породах), Карабекское (а - Северная зона, б - Восточная зона, в - Водопадная зона), Худесское (а - сингенетическая вкрапленность пирита в покровах, б - Промежуточная зона. Центральная зона: в - подрудные кварц-серицитовые метасоматиты, г - сульфиды рудной залежи, д - сульфидно-гематитовые руды, е - надрудные кварц-серицитовые метасоматиты, ж - пиритные обособления в надвулканогенных кремнистых осадках), Даутское (а - сингенетическая вкрапленность пирита в покровах. Даутская зона: б - синвулканическая пиритизация, в - сульфидизированные кварцево-хлоритовые метасоматиты, г - сульфидоносные хлоритолиты, д - кварц-пиритовые жилы, е - пиритные обособления в надвулканогенных туфах), Скалистое, Власенчихское и Урупское: подрудные кварцево-серицитовые метасоматиты западного (а), центрального (б) и восточного (в) флангов

месторождения, сульфиды из рудной залежи ее западного (г), центрального (д) и восточного (е) флангов. Кремнисто-сульфидные руды: светло-серые кварциты в центральной части кровли залежи (ж), светлые яшмы в центральной части кровли залежи (з), слоистые сульфидно-гематитовые руды восточного фланга залежи (и), обломковидные обособления руд (к) в надрудных туфах, метаморфогенные сульфиды (л). Условные обозначения см. на рис. 1.1.

высокотемпературных условиях. Последним соответствуют предполагаемые температурные условия рудоотложения на субвулканических глубинах.

2. Наиболее характерным примером близповерхностных месторождений (вторая группа) является Урупское. Здесь отмечается сочетание синвулканических сульфидоносных метасоматитов, кремнисто-сульфидных гидротермально-осадочных руд и сплошных колчеданов, слагающих крупную залежь. Общий спектр значений δS^{34} сульфидов Урупского месторождения лежит в пределах от -4,5 до +20,5‰. Наибольшим утяжелением характеризуются пириты (δS^{34} от +2,0 до +20,0‰) из синвулканических кварц-серпичитовых метасоматитов (подстилающих залежь сплошных колчеданных руд), а также пириты и халькопириты (δS^{34} от +2,0 до +18,5‰) из нарудных гидротермально-осадочных кремнисто-сульфидных руд.

Как показывает рис. 1.2, сульфиды из синвулканических метасоматитов или гидротермально-осадочных руд широкий спектр значений δS^{34} образуют в центральной части месторождения, где по данным Н.С. Скрипченко (1966) намечается синвулканическая рудоподводящая структура растяжения. В этой части отчетливо выявляется заимствование серы океанического сульфата сульфидами (из синвулканических метасоматитов или кремнисто-сульфидных гидротермально-осадочных руд), вероятно осуществляемое путем высокотемпературного восстановления сульфатов.

Соответствующие температурные условия, вероятно, имелись в осевой части указанной структуры, тогда как к западу и востоку от нее — по мере падения температуры — восстановление сульфатов становилось ограниченным. Следовательно, и суживаются спектры значений δS^{34} сульфидов из отмеченных руд. Обособленную позицию в отношении изотопного состава серы сульфидов занимает залежь сплошных колчеданных руд месторождения. В ней отмечается узкий диапазон значений δS^{34} от +1,0 до +6,5‰ (максимум от +2,0 до +4,0‰) независимо от местонахождения исследованных образцов. Этот интервал является характерным для эпигенетических колчеданных руд с превалирующей ювенильной серой.

Позднее образование сплошных колчеданов по отношению

к синвулканическим метасоматитам и гидротермально-осадочным кремнисто-сульфидным рудам подтверждается и геологическими данными. Таким образом, в становлении Урупского месторождения надо выделить два этапа: 1) синвулканический и 2) поствулканический. Во время первого этапа выступали сульфатный (морская среда) и ювенильные источники серы. При поствулканическом рудообразовании роль сульфатного источника была резко подчиненной. Следовательно, гетерогенность источников серы Урупского месторождения была обусловлена многоэтапностью его становления - средой рудоотложения во время каждого этапа.

В группу близповерхностных (возможно гидротермально-осадочных) месторождений следует включить также Власенчихинское медноколчеданное месторождение, представляющее собой линзу сплошных колчеданных руд, залегающую согласно с вмещающими вулканитами стратиграфически ниже Урупской залежи. По данным И.А. Богуш и Н.А. Савченко (1971) месторождение приурочено к вулканической постройке трещинно-центрального типа.

В основании рудной залежи залегают пиритизированные кварц-хлорит-серицитовые метасоматиты, возникшие путем изменения кварцевых альбитофиров. В кровле рудного тела локализована пачка туфов и туффитов кварцевых альбитофиров, силицитов и известковистых туффитов. По данным указанных исследователей в висячем боку линзы сплошных медноколчеданных руд (в ее центральной и восточной частях) залегают ритмично-слоистые руды мощностью 0,5-1,8 м, в восходящем разрезе переходящие в туфоосадочные породы.

Рудные прослои разделены прослойками туфов и туффитов, а в рудных слоях широко развит пирокластический и терригенный материал. В них часто встречаются также обломки руд, возникшие при размыве кровли рудной залежи. По указанию Н.А. Богуш и Н.А. Савченко, размыв связывается с эксплозивной деятельностью, происшедшей после становления сплошных колчеданных руд. Отсюда напрашивается вывод о синхронности медноколчеданных руд и вмещающих их пород, что в свою очередь указывает на гидротермально-осадочный генезис рудной залежи.

Такое объяснение генезиса Власенчихинского месторождения соответствует результатам изучения изотопного состава серы рудослагающих сульфидов. Так, сульфиды из подрудных метасоматитов дают по существу одинаковые значения δS^{34} (от +3,7 до +4,1‰), тогда как сплошные руды характеризуются симметричным в отношении стандартной серы со спектром значений δS^{34} от +4,1 до -3,2‰ (рис. 1.2.). Надо полагать, что сера сульфидов подрудных метасоматитов контаминирована в результате смешивания ювенильной серы с серой, восстановленной из морских сульфатов. Вследствие этого произошло ее утяжеление,

а становление сплошных колчеданных руд проходило в условиях выноса на дно бассейна огромных масс глубинной серы и сопровождалось активным участием биогенных агентов, в том числе биогенным разделением серы морских сульфатов. В результате, в рудах проявлено незакономерное (гетерогенное) распределение обоих изотопов серы, что характерно для гидротермально-осадочных месторождений. В пользу этого свидетельствуют также особенности строения руд, представленных в главной своей массе гелевыми разновидностями.

3. К аутометасоматически-сингенетическим относятся проявления рассеянной вкрапленности пирита в покровах основных, реже кислых лав, широко развитых в разрезах вулканогенных толщ Северного Кавказа, часто без пространственной связи с месторождениями. Обычно сульфидная минерализация рассеянная.

К данному типу мы относим Скалистое месторождение, занимающее наиболее низкий стратиграфический уровень в разрезе Уруп-Власенчихинского района. Месторождение практически представляет собой сульфидизированный и хлоритизированный покров диабазового порфирита, образующий резкие контакты с подстилающими и перекрывающими породами. При небольшой мощности покрова отмечается его первоначально пузырчатое, ныне миндалекаменное строение. Количество миндалин резко нарастает к висячему контакту и флангам покрова. Миндалины заполнены пиритом и халькопиритом. В большинстве случаев эти два минерала в миндалинах встречаются совместно и образуют тесные прорастания. В условиях тесного соприкосновения сульфидных миндалин образуются густовкрапленные медноколчеданные руды, которые в результате наложенного метаморфизма приобретают гнейсовидно-вкрапленную и гнейсовидно-полосчатую текстурные особенности.

Становление сульфидной минерализации мы относим к аутометасоматической стадии. В период остывания покрова вслед за образованием пузырьков, последние были заполнены пирит-халькопиритовыми выделениями. Обращает на себя внимание исключительно однородный изотопный состав серы пиритов и халькопиритов с δS^{34} от +3,5 до +6,0‰ (максимум концентраций значений δS^{34} в интервале от +4 до +5‰). Надо полагать, что сера, выделенная совместно с другими остаточными веществами при остывании покрова и вероятно имевшая стандартный изотопный состав, была контаминирована в результате вхождения морской воды (в том числе морского сульфата) в магму. Соответствующая гомогенизация серы из двух источников обусловила вхождение в сульфиды контаминированной серы с δS^{34} около +4‰. Данное значение, согласно анализа многочисленных данных, является стабильным уровнем контаминации серы различных источников.

Резюмируя все изложенное по герцинским колчеданным

месторождениям Большого Кавказа, надо отметить, что по максимальному разбросу значений δS^{34} в области сульфатной серы четко отбивается стратиграфический уровень (D_{2-3}) качественного изменения последовательности вулканических явлений. Этот уровень, соответствующий переходной зоне лавовой толщи в надлавовую кремнисто-туфогенную, одновременно является местом разгрузки гидротермальных растворов поствулканической стадии подводного вулканизма. В качестве продуктов этой стадии рассматриваются кремнисто-гематитовые и кремнисто-сульфидные гидротермально-осадочные образования, а также изменения, относящиеся к синвулканическим (Скрипченко, 1966). Следовательно, оруденения, пространственно связанные с данной переходной зоной, носят характерные черты гидротермально-осадочных. В пользу этого, как было сказано, говорят результаты изучения изотопного состава серы сульфидов.

Колчеданные оруденения, залегающие ниже этого уровня, формировались после завершения отдельных ритмов лавовых излияний и, следовательно, носят черты гидротермально-осадочных руд (Власенчихинское месторождение), либо образованы в условиях субвулканических глубин (Худесское, Бескесское, Быковское и Кара-Бекское месторождения). Образование аутометасоматически - сингенетических оруденений не подчиняется этой закономерности.

В надрудных туфогенных и туфогенно-кремнисто-терригенных толщах колчеданноносных районов Передового хребта Северного Кавказа широко развиты пиритные обособления (прослойки, гнезда, реже вкрапленники). Значения δS^{34} в них варьирует от +12,0 до -13,0‰. По нашим данным, осаждение этих пиритовых скоплений происходило одновременно со становлением залежей сплошных колчеданных руд в результате проникновения гидротермальных растворов в морской бассейн. В становлении изотопного состава серы образованных при этом пиритов принимала участие как ювенильная сера, привнесенная гидротермальными растворами, так и сера сульфатов морской воды. Вероятно, значительной была сульфатредуцирующая деятельность донных бактерий, восстанавливающих сероводород из сульфатов и обусловивших резкое возрастание изотопа S^{34} в пиритах.

Месторождения Рено-герцинской зоны Центральной Европы. В этой зоне сосредоточены уникальные по масштабам и исключительно интересные в генетическом отношении колчеданно-барит-полиметаллические месторождения ФРГ - Раммельсберг и Мегген.

Месторождение Раммельсберг локализовано в среднедевонской толще глинистых сланцев с прослоями известняков и вулканических туфов. Обобщая результаты исследований немецких ученых с учетом личных наблюдений В.И. Смирнов и В.И. Казанский (1972) отмечают следующие Главные особенности этого месторождения:

1. Разобщенные в настоящее время "Старая" и "Новая" рудные залежи месторождения принадлежали единому линзообразному рудному телу, которое при складчатости было смято и "Новая" залежь оказалась в опрокинутом юго-восточном крыле сжатой рудоносной синклинали. Следовательно, месторождение приняло вид сдвоенного рудного тела.

2. В основании залежи находились т.н. "книсти" – прочные существенно кремнистые породы, рассеченные сетью кварцевых прожилков, которые около рудных тел содержат сульфиды. "Книсти" рассматриваются как подводящие крутопадающие каналы, выносившие гидротермальные растворы в девонское море. В настоящее время они надвинуты и находятся над рудными телами в результате складчатости и дизъюнктивных нарушений.

3. Над "книстами" залегала стратиформная единая залежь колчеданно-барит-полиметаллических руд. В строении залежи от лежащего ее контакта к висячему выражено чередование следующих типов руд: пирит-халькопиритовые → пиритовые → сфалерит-пиритовые → галенит-сфалеритовые → галенит-сфалерит-баритовые → баритовые с небольшим количеством сульфидов.

4. В нижней части залежи руды массивные. К висячему боку и на флангах они приобретают идеальную полостчатость.

5. В полосчатых рудах выявляются следующие особенности: многократное ритмичное чередование сульфидных полос различной зернистости и состава, напоминающее флиш; переслаивание глинистых сланцев и сульфидов в виде согласных прослоев мощностью от первых миллиметров до 20–30 см; постепенные переходы массивных руд в полосчатые к висячему зальбанду залежи; внутрирудные размыты и диагенетические перемещения отдельных "блоков" руд; интенсивные деформации в рудах и др.

На основании перечисленных данных и учета результатов специальных исследований (минералогические, текстурно-структурные, изотопного состава серы сульфидов и сульфатов и др.), В.И. Смирнов и В.И. Казанский (1972) вслед за многими авторами, исследовавшими месторождение (Anger et al, 1966, Gunzert, 1969) считают его вулканогенно-осадочным.

В связи со сказанным, интерес представляют закономерности вариации изотопов серы. Данные в этой области нами заимствованы из работы Г. Анжера и др. (Anger et al, 1966), содержащей результаты изучения изотопного состава серы в 278 пробах сульфидов и 90 сульфатов. Анализ этих данных (рис. 2) показывает следующие Главные особенности поведения изотопов серы в процессе становления месторождения:

1. Сера пиритов из рудовмещающих сланцев дает широкий спектр значений δS^{34} – от +27,0 до -32,0‰. Причиной этого надо считать интенсивную бактериальную деятельность при формировании сингенетической пиритной минерализации.

2. В указанный интервал вписываются значения δS^{34} пи-

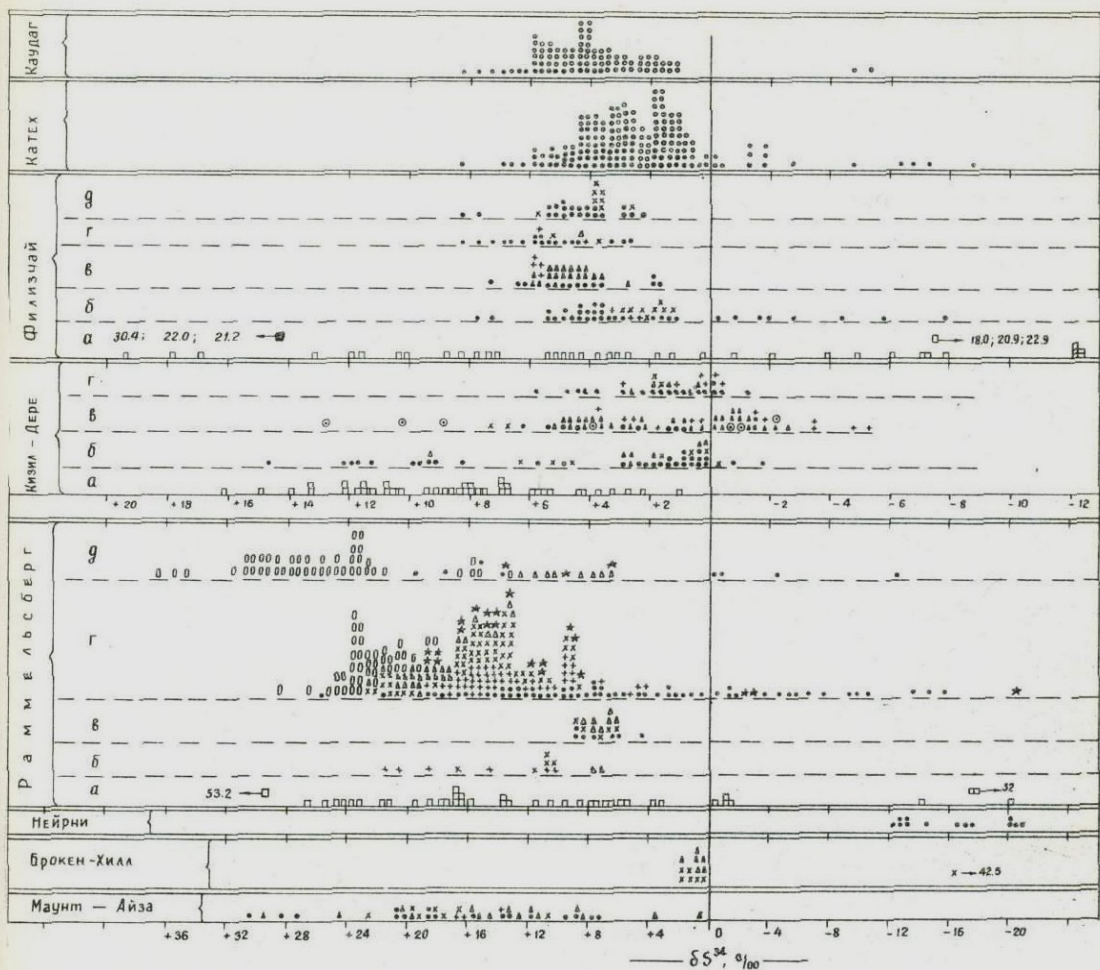


Рис. 2. Изотопный состав серы сульфидов колчеданных месторождений из аргиллитогенных геосинклинальных трогов.

Месторождения Австралии: Маунт-Айза, Брокен-Хилл, Нейрни.

Месторождение Раммельсберг: а - пириты из рудовмещающих пород, б - сульфиды из подрудных пород ("книсты"), в - сульфиды из нижней (слепой) залежи, г - пирит-залькопировые, пиритовые, сфалеритовые, сфалерит-галенитовые и сфалерит-галенит-баритовые руды "Старой" и "Новой" залежей, д - баритовые руды с сульфидами в висячих боках залежей.

Месторождения Южного склона Большого Кавказа: Кизил-Дерейское (а - пириты рудовмещающих пород, б - сульфиды Левобережной залежи, в - сульфиды Правобережной залежи, г - сульфиды прожилково-сетчатых руд и прожилков в ореолах Левобережной и Правобережной залежей), Филизчайское (а - пириты из рудовмещающих пород Филизчайского и Катехского месторождений,

б - сульфиды полосчатых и массивных руд стратиформной залежи, в - сульфиды медно-пирротиновых руд, г - сульфиды штокверково-прожилковых руд, д - сульфиды пятнисто-вкрапленных руд), Катехское и Кацдагское.

Условные обозначения см. на рис. 1.1.

ритов рудных залежей месторождения. δS^{34} варьирует от +26,0 до -16,0‰. Этот разброс обусловлен как бактериальным восстановлением серы океанических сульфитов, так и вхождением в сульфиды привнесенной гидротермальными растворами ювенильной серы. Халькопириты, сфалериты и галениты месторождения обнаруживают суживание спектра значений δS^{34} .

3. Характерной особенностью является нарастание роли тяжелой серы от лежащих контактов (δS^{34} около +7,0‰) к висячим (δS^{34} около +20,0‰). Причиной этого, вероятно, следует считать значительную роль на ранних стадиях рудообразования сульфатредуцирующих бактерий (восстанавливающих сравнительно легкую серу из сульфатов), тогда как на поздних преобладало химическое восстановление сульфатов без разделения изотопов серы.

4. Сера баритов из различных участков месторождения проявляет различные особенности. Так, бариты из богатых сульфидных руд характеризуются интервалом значений δS^{34} от +18,0 до +29,0‰; вблизи с лежащими контактом δS^{34} равен 16,0‰, в центре +23,0‰, а в висячем контакте - около 28,0‰. В преобладающем большинстве случаев δS^{34} баритов концентрируется около значения δS^{34} сульфата девонского моря (+23,0‰).

5. Сера баритов из баритовых линз (Открытая залежь), бедных сульфидами, утяжелена в большей степени - δS^{34} варьирует от +27,4 до +36,7‰, с аккумуляцией значений вблизи +29,0‰. По вертикали этой линзы существенные вариации в значениях δS^{34} не отмечаются. Приведенные данные по указанию Г. Анжера (Anger et al, 1966) показывают, что баритовые руды формировались в условиях интенсивного привноса гидротермальными растворами в морской бассейн бария и захвата этим элементом SO_4^{2-} морского происхождения.

Приведенные данные показывают, что сульфаты девонского моря наравне привнесенной из глубин ювенильной серой широко участвовали в формировании руд Раммельсберга. Следовательно, вопрос источников серы здесь должен решаться с позиции гетерогенности. В гетерогенной смеси серы Раммельсберга по подсчетам Г. Анжера и др. (Anger et al, 1966) около 77,7% приходится на долю глубинной серы, а остальная часть заимствована из морских сульфатов.

В процессе заимствования рудами сульфатной серы нельзя отдавать предпочтение бактериальному способу, поскольку в та-

ком случае должен быть проявлен спектр значений δS^{34} и в области биогенной (легкой серы). Аккумуляция значений в широком интервале (от +8,0 до +30,0‰) скорее всего говорит об изотопной контаминации серы из двух источников (глубинной и морской сульфатной). На это указывает также положение оси δS^{34} сульфата девонского моря (+23,0‰) на фоне значений δS^{34} сульфатов и сульфидов Раммельсберга в целом.

Мы не останавливаемся на описании генетических особенностей и закономерностей вариации изотопов серы месторождения Мегген (аналог Раммельсберга), характеристика которого дана Ф. Бушендорфом и др. (Buschendorf *а оth*, 1963).

Киммерийская эпоха колчеданообразования

К образованиям этой эпохи относятся колчеданные, колчеданно-полиметаллические и медно-пирротиновые месторождения Большого Кавказа (Кизил-Дере, Филизчай, Катех, Кацдаг, рудопроявления Кахетии, Абхазии, Горной Рачи и др.), Сомхитско-Карабахской зоны Малого Кавказа (Шамлуг, Алаверди, Ахтала, Кафан, Чирагидзор, Кедабек и др.), Якутии, острова Куба (Иэро), Японских островов (в провинциях Хидака, Кип, Сикоку, Кюсю) и других регионов.

Месторождения Большого Кавказа среди перечисленных выше занимают особое положение, поскольку они в отличие от стандартных колчеданных оруденений локализованы не в вулканогенных, а в терригенных толщах аргиллитогенного типа. В этом отношении они сопоставимы с герцинскими месторождениями ФРГ (Раммельсберг, Мегген), протерозойскими Австралии (Брокен-Хилл, Маунт-Айза, Макартур-Ривер и др.) и Канады (Салливан, Элвин).

Рудоносные аргиллитогенные геосинклинальные образования по возрасту относятся к нижнему-среднему лейасу. Они слагают мощные толщи и покрывают большие площади на Южном и Северном склонах мегантиклинория Большого Кавказа, а также в пределах его западного и восточного погружений. Из тектонических зон, сложенных этими образованиями, в отношении рудоносности наиболее существенной является зона Южного склона - геосинклинальный прогиб длительного унаследованного развития от герцинского до киммерийского цикла. В ее пределах на разных стратиграфических уровнях разреза лейасских образований развиты проявления базальтоидного магматизма (пирокластиты, вариолиты, лавы). Они в общем объеме аргиллитогенной формации занимают ничтожную роль. Вместе с тем широко развиты дайковые и силловые тела диабазов и габбро-диабазов, представляющие корневые части байосской вулканогенной формации (Дзюценидзе, 1948) или лейасского подводного вулканизма (Долгих, Черницын, 1971). Встречаются также поздние дайки кислого сос-

тава.

В рассматриваемой формации широко развиты пирит-пирротин-халькопиритовые и полиметаллические проявления, практическое значение которых оценивалось отрицательно. Лишь после открытия в восточной части Южного склона крупных стратиформных колчедано-полиметаллических и медно-пирротиновых месторождений (Кизил-Дере, Филизчай, Катех) создалась необходимость пересмотра как перспектив нижеюрских геосинклинальных толщ на оруденение цветных металлов, так и углубленного анализа условий образования этих оруденений.

По вопросу о генезисе рассматриваемых месторождений, существуют принципиальные разногласия. Одни исследователи их считают гидротермально-метасоматическими образованиями (Дзюценидзе, 1969; Бородаевская и др. 1966; Полишук, Слюняев, 1970), другие допускают сложное полигонное образование месторождений в сочетании гидротермально-осадочных и эпигенетических процессов (Смирнов, 1967; Твалчрелидзе, Буадзе, 1972; Буадзе, 1972; Буадзе и др. 1972). Диаметрально противоположным является представление А.Г. Жабина и Т.В. Рябовой (1971), рассматривающих рудные залежи месторождения Кизил-Дере в качестве осадочно-диагенетических образований с последующим (син-метаморфическим) отложением сульфидов цветных металлов, имеющих осадочно-метаморфический экзогенный источник. В свете изучения изотопного состава серы рудослагающих сульфидов, нами детально исследовано месторождение Кизил-Дере. Ниже коротко излагаются основные результаты этих работ.

Месторождение расположено в Южно-Дагестанской части Южного склона мегантиклинория Большого Кавказа. Оно локализовано в верхнеааленской глинисто-сланцевой толще, сформированной в зоне наибольшего прогибания юрской геосинклинали. Рудоносная площадь сопряжена с долгоживущим Ахтычайским разломом, заложенным в период осадконакопления (Буадзе, 1972) и представляющим собой восточное продолжение Главнокавказского разлома.

На месторождении известны две пластообразные залежи сульфидных руд, которые по своему положению на противоположных берегах р. Кизил-Дере названы Левобережной и Правобережной залежами. Первая из них имеет пластовую форму. Ее морфолого-структурные особенности определяет пиритовое тело, образующее резкий контакт с перекрывающими аргиллитами. Под пиритовой залежью располагается тело сплошных пирротиновых с халькопиритом руд. Оно эпигенетично в отношении пиритовых руд и заключено в чехле прожилково-сетчатой пирротин-пирит-халькопиритовой минерализации.

Правобережная залежь представляет собой крупную линзу сплошных, преимущественно медно-пирротиновых руд. В контактах с вмещающими породами развиты прожилково-сетчатые руды

сходного минерального состава. В пирротиновой залежи установлены реликтовые участки пирротиновых руд, аналогичных серноколчеданным рудам Левобережной залежи. По всем данным, образование медно-пирротиновых руд происходило в результате длительной высокотемпературной переработки пиритовых руд гидротермальными растворами, не содержащими серу и привносившими медь, мышьяк, кобальт и другие металлы. На фоне серноколчеданных и медно-пирротиновых руд обеих залежей развита полиметаллическая минерализация широко проявленная в виде самостоятельной фазы минерализации и за пределами месторождения.

Анализ состава отдельных типов руд и их взаимоотношений между собой устанавливает длительность формирования месторождения (Буадзе, 1972; Буадзе и др. 1972). Этот процесс охватывает три разобщенных во времени этапа минерализации - серноколчеданный (пиритовый), медно-пирротиновый и полиметаллический. Первый из них - гидротермально-осадочный - ознаменовался образованием стратиформной залежи сплошных пиритовых руд (Смирнов, 1967; Твалчрелидзе, Буадзе, 1972; Буадзе, 1972). Медно-пирротиновый этап протекал после тектонической переработки участка, сопровождаемой гидротермальным метаморфизмом стратиформной пиритовой залежи. В результате были сформированы сплошные халькопирит-пирротиновые руды с пиритом, кобальтином, линнентом, редко-марказитом и гематитом. Полиметаллический этап проявился после интенсивного метаморфизма как рудовмещающих пород, так и серноколчеданных и медно-пирротиновых руд. С данным этапом связывается развитие свинцово-цинковой минерализации, содержащей ряд редких минералов.

Особенности вариации изотопов серы рудослагающих сульфидов месторождения Кизил-Дере показаны на рис. 2. Широкий спектр изотопных значений в области сульфатной серы в пиритах серноколчеданных руд (δS^{34} от +14,5 до -1,4‰) обусловлен смешиванием серы, восстановленной из морских сульфатов с ювенильной, также претерпевшей утяжеление. Увеличение значения δS^{34} в сторону утяжеления серы характерно для тонкозернистого пирита (δS^{34} от +14,5 до +8,0‰), тогда как среднезернистые пириты дают значения δS^{34} близкие к метеоритному стандарту (от +2,1 до -1,4‰). Тонкозернистые массы пирита из сплошных серноколчеданных руд сопоставимы с диагенетическими пиритами с утяжеленной серой (δS^{34} от +1,2 до +16,1‰).

Медно-пирротиновые руды в целом характеризуются гетерогенностью серы. Обломковидные обособления реликтовых пиритовых масс из этих руд дают значения δS^{34} от +12,7 до -2,4‰. Они близки по значениям δS^{34} диагенетическим пиритам и частично пиритам сплошных серноколчеданных руд. Пирротины дают значения δS^{34} от +4,1 до -1,7‰. Порфиновые вкрапленники и гнездообразные обособления пирита по изотопному составу серы (δS^{34} от 5,2 до -0,9‰) не отличаются от ассоциирующихся с

ними пирротинов. Данное обстоятельство указывает, что они парагенетически связаны, а обломковидные пиритовые массы занимают обособленное положение по изотопному составу серы.

Гнезда халькопирита в пирротиновых рудах обладают диапазоном значений δS^{34} от +3,1 до -1,03‰. Они сходны со значениями пирротинов, в парагенезисе с которыми находятся халькопиритовые выделения. Сера прожилковых халькопиритов (явно не парагенетичных с пирротиновыми рудами) по сравнению с фоновыми пирротинами и гнездовыми халькопиритами заметно облегчена (δS^{34} от -3,4 до -4,9‰). В целом можно сказать, что при формировании пирротиновых руд сера вела себя как инертный компонент, она не привносилась гидротермальными растворами, обусловившими пирротинизацию пиритовых руд и, следовательно, заимствовалась из них. Высокотемпературные условия образования пирротиновых руд обусловили гомогенизацию гетерогенной серы, сосредоточенной в серноколчеданных рудах и суживание диапазона значений δS^{34} с нарастанием "стандартности" серы.

Прожилково-сетчатые руды, развитые в ореолах медно-пирротиновых руд и формировавшихся параллельно с ними (за счет привнесенных металлов и высвобожденной в результате пирротинизации пиритовых руд серы), характеризуются сходным с пирротиновыми рудами изотопным составом серы с δS^{34} от +4,6 до -1,2‰. Сульфиды цветных металлов, наложенные на серноколчеданные и медно-пирротиновые руды, характеризуются как повышением содержания изотопа S^{34} , так и изотопа S^{32} по сравнению с δS^{34} сульфидов локальных участков, на фоне которых они метасоматически развиваются.

Приведенные данные устанавливают гетерогенность источника серы и гидротермально-осадочный способ образования серноколчеданных руд, с одной стороны, и эпигенетический гидротермально-метасоматический - постсерноколчеданных оруденений, с другой.

По изотопному составу серы месторождение Кизил-Дере в значительной степени отличается от аналогичных месторождений Белоканского района Аз. ССР (Филизчай, Катех, Кацдаг), изучение которых в отношении изотопов серы провел Н.М. Заири и др. (Виноградов и др. 1971; Гриненко и др. 1971). По их данным (см. рис. 2), спектр значений δS^{34} в пиритах из рудовмещающих пород варьирует в диапазоне 50‰, что сопровождается обогащением как изотопом S^{32} , так и S^{34} . Между тем диагенетические пириты Кизил-Дере повсеместно обогащены тяжелой серой.

Для рудных пиритов полосчатых и массивных руд, представляющих собой наиболее ранние образования, эти исследователи выявили наибольшую дисперсию изотопных отношений серы - в диапазоне 18‰ (δS^{34} от +10 до -8‰), что вероятно свидетельствует об образовании фоновых серноколчеданных руд гидротермально-осадочным путем. Однако отмеченными авторами диспер-

сия объясняется загрязнением серы этих руд серой диагенетических пиритов, переработанных при метасоматическом рудообразовании. Оставляя под сомнением возможность образования тонкослоистых сульфидных руд путем метасоматического замещения инертных глинистых сланцев, отметим, что в этом направлении предстоит проведение дополнительных исследований с целью "последнего" изучения руд на разных уровнях срезов по мощности залежей. В отношении пирротинового и свинцово-цинкового оруденений месторождения Белоканского района и Кизил-Дерейское по изотопам серы не обнаруживают принципиальных различий.

Альпийская эпоха колчеданообразования

В течение этой эпохи были образованы серноколчеданные, медноколчеданные и колчеданно-барит-полиметаллические месторождения Сомхитско-Карабахской (Маднеули, Цители-Сопели, Давид-Гареджи) и Севано-Акеринской (Тиндзут, Чибухли) зон Малого Кавказа, Суббалканской зоны Югославии (Бор), Болгарского Среднегорья (Елшица, Радка, Челопеч), Турции (Эргани-Маден, Мургул, Куарсхан и др.), Курильских островов (Прибрежное, Валентина, Тетяевское, Двойное), Японских островов (Куро-моно, Ханаока, Косака, Аинаи, Учинотаи, Осариузава, Фурутобе) и других регионов.

В свете изучения изотопного состава серы рудослагающих сульфидов нами исследованы Маднеульское и Цителсопельское месторождения Сомхитско-Карабахской зоны Малого Кавказа, а также аналогичные месторождения Болгарского Среднегорья.

Месторождения Сомхитско-Карабахской зоны Малого Кавказа (Маднеули, Цители-Сопели) локализованы в верхнемеловой вулканогенной толще андезит-дацитового состава. В структурном отношении они приурочены к палеовулканическим поднятиям, осложненным дизъюнктивными нарушениями. Рудоносной является туфогенно-осадочная толща (при подчиненном развитии покровных тел) пестрого состава и строения. Характерной является тесная фациальная перемежаемость разнотипных пород, особенно четко выявляемая в пределах рудоносных площадей.

По вещественному составу месторождения сложены медноколчеданными, колчеданно-полиметаллическими и барит-полиметаллическими типами руд. Текстуры их в преобладающем большинстве случаев прожилково-вкрапленные и штокверковые. Сравнительно редко встречаются сплошные руды - медноколчеданные и барит-полиметаллические. Они характеризуются брекчиевидными текстурами.

Оруденение развито на фоне интенсивного гидротермального изменения (вторичные кварциты гидрослюдистого и алунитового типов). В отношении верхней возрастной границы оруденения

существуют разногласия. Одни исследователи оруденение связывают с поствулканической гидротермальной деятельностью верхнемелового вулканизма (Твалчрелидзе, 1958; Дзоценидзе, Твалчрелидзе, 1965), другие время рудообразования относят к третьичному периоду (Назаров, 1966, Гогшвили, 1969).

В размещении типов руд отмечается четко выраженная вертикальная зональность. На глубоких горизонтах сосредоточены серно- и медноколчеданные руды, переходящие по восстанию в колчеданно-полиметаллические, колчеданно-барит-полиметаллические и барит-полиметаллические типы. Различные точки зрения существуют и в отношении последовательности становления типов руд. В.Г. Гогшвили (1969) считает, что они образованы в течение длительного одноактного рудообразовательного процесса. Вместе с тем имеются факты, свидетельствующие в пользу образования полиметаллических и барит-полиметаллических руд после колчеданных, на что указывают текстурные взаимоотношения между ними. Об этом же говорят результаты изучения изотопного состава серы сульфидов (рис. 3).

Так, на Маднеульском и Цителсопельском медноколчеданных месторождениях ранние пириты, одновременные с окварцеванием (Т. Гогшвили, 1967), характеризуются наибольшим утяжелением серы - δS^{34} варьирует от +5,5 до +8,0‰. Становление медноколчеданных руд этих месторождений ознаменовалось возрастанием роли стандартной серы. δS^{34} пиритов при этом колеблется от +1,0 до +6,0‰ ($\delta S_{\text{ср}}^{34} = +4,0‰$), а халькопиритов от -1,0 до +6,0‰ ($\delta S_{\text{ср}}^{34} = +3,0‰$).

Сульфидные и сульфат-сульфидные минеральные ассоциации из Маднеульского барит-полиметаллического месторождения по особенностям вариации изотопного состава серы отличаются от медноколчеданных руд. Так, сера сульфидов из безсульфатных парагенезисов, представленных пиритом, халькопиритом и сфалеритом, дает интервал значений δS^{34} - от +3,0 до -5,5‰. В парагенезисах барита с галенитом установлено обогащение серы барита изотопом S^{34} (δS^{34} от +13,0 до +18,0‰), а галенита - изотопом S^{32} (δS^{34} от -5,5 до -9,0‰). Промежуточное положение между сульфидом и сульфатом здесь занимает гипогенная сера с $\delta S^{34} = +2 - +3‰$.

Вариации изотопного состава серы барит-полиметаллических руд не указывают на гетерогенность источника серы. При окислительно-восстановительных процессах, сопровождающих формирование барит-полиметаллических руд, происходило окисление привнесенных гидротермальными растворами двуокиси серы и элементарной серы до сульфата. Последний в силу своей природы усваивал в основном тяжелый изотоп S^{34} , вошедший в состав сульфата бария. Соответственно сульфиды, образованные одновременно с баритом, обогащались изотопом S^{32} . Самородная сера с изотопным составом, промежуточным между сульфатом (барит) и суль-

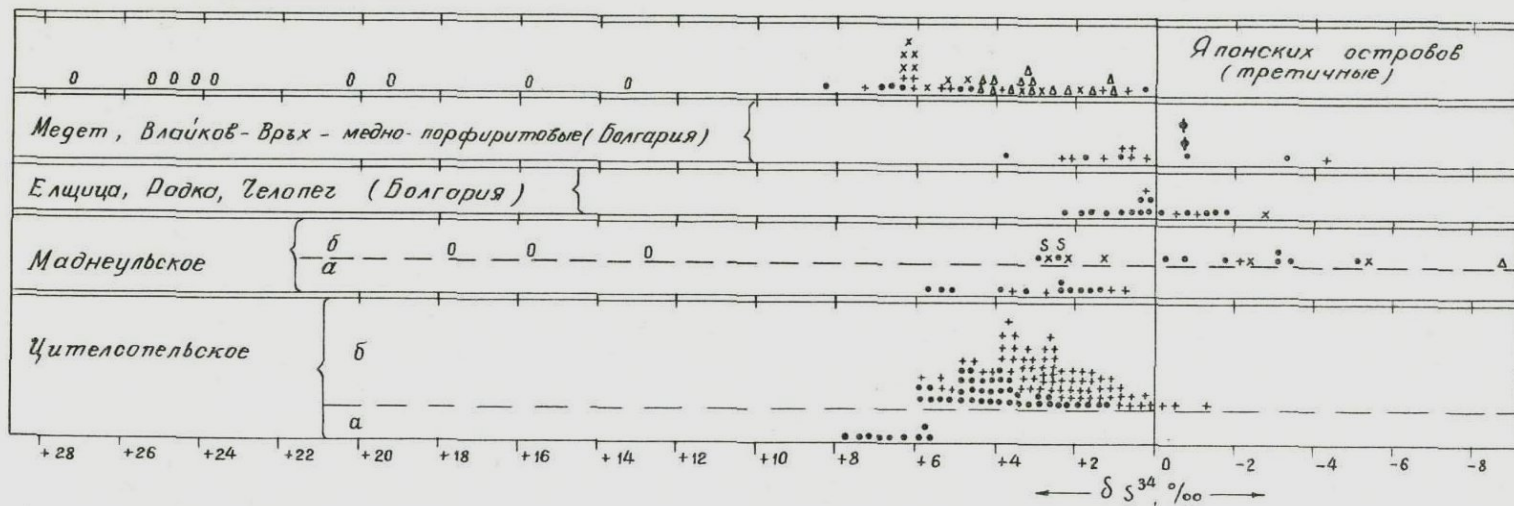


Рис. 3. Изотопный состав серы сульфидов колчеданных месторождений из субгеосинклинальных вулканогенных зон.

Месторождения Сомхитско-Карабахской зоны Малого Кавказа: Цителсопельское (а - ранняя, сингенетическая с окварцеванием пиритизация, б - медноколчеданное оруденение) и Маднеульское (а - медноколчеданные руды, б - барит-полиметаллические руды).

Месторождения Болгарского Среднегорья: колчеданные (Елщица, Радка, Челопеч) и медно-порфировые (Медет, Влайков-Врѣх).

Третичные месторождения Японских островов.
Условные обозначения см. на рис. 1.1.

фидом (галенит), вероятно, образовалась в результате взаимодействия сероводорода с сульфатным ионом.

Месторождения Болгарского Среднегорья (Елшица, Радка, Челопеч) по особенностям геотектонического положения, геологических структур, вмещающей среды, возраста рудовмещающих пород и рудообразовательного процесса аналогичны месторождениям Сомхитско-Карабахской зоны Малого Кавказа (Твалчрелидзе, 1967).

Рассматриваемые месторождения залегают в вулканогенно-осадочных образованиях верхнего мела (сенон). По вещественному составу выделяются серноколчеданные, медно-колчеданные и колчеданно-полиметаллические типы руд. Текстуры руд массивные и прожилково-вкрапленные. Рудные тела имеют пластовую (серноколчеданный тип) или штокверковую (колчеданно-полиметаллический тип) формы.

По данным Ив. Мутафчиева и Ст. Чипчаковой (1969) из выделенных двух этапов вулканизма (андезито-дацитовый и андезитовый) с концом второго этапа связывается становление медно-колчеданного и колчеданно-полиметаллического оруденений месторождения Челопеч. Эти исследователи здесь выделяют дорудную низкотемпературную пропилитизацию (кварц-адуляровая и цеолитовая фации), а с рудообразованием связывают становление измененных пород типа вторичных кварцитов. Околорудные метасоматиты и рудные тела Челопеча контролируются трещинными зонами синвулканического заложения.

На месторождениях Радка и Елшица нами (В.И. Смирнов, Г.А. Твалчрелидзе, Г.Н. Щерба, В.И. Буадзе, В.Н. Дубровский) установлен разрыв серноколчеданных рудных тел, залегающих среди пелитовых туфов вулканогенной толщи первого этапа вулканизма. В перекрывающих эти рудные тела в агломератовых туфах дацитового состава обнаружены кластические обломки серноколчеданных руд, детальное описание которых дано Б. Богдановым и др. (1970).

Наряду с этим медная и полиметаллическая минерализации, образующие прожилково-вкрапленные и штокверковые типы руд, имеют большой вертикальный диапазон распространения и, следовательно, относятся к постсерноколчеданному типу оруденения. На основании этих данных колчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения Болгарского Среднегорья формировались в течение двух разобщенных друг от друга этапов минерализации. Первый из них - синвулканический - ознаменовался становлением вулканогенно-осадочных серноколчеданных руд, тогда как второй связывается с поствулканической гидротермальной деятельностью мелового вулканизма. На месторождениях Радка и Елшица имеется комбинация продуктов этих двух этапов рудообразования, тогда как на Челопече находит выражение второй рудообразовательный этап.

Как показывает рис. 3, пириты из серноколчеданных руд дают наибольший разброс значений δS^{34} (от -2,0 до +2,5‰), тогда как сера халькопиритов медно-полиметаллического этапа минерализации характеризуется стандартным изотопным составом. Эти предварительные данные по изотопам серы подтверждают высказанную нами и Б. Богдановым с соавторами (1970) точку зрения об этапности рудообразования.

В пределах рассмотренных месторождений развиты также медномолибденовые оруденения (Медет, Влайков Врых) порфирового типа, связанные с ларамийскими постколчеданными интрузиями моноклит-диоритов. Изотопный состав серы их сульфидов (рис. 3) идентичен составу серы колчеданных и колчеданно-полиметаллических руд что в свою очередь говорит об едином глубинном источнике серы этих разнотипных оруденений.

Третичные месторождения Японии (Куромоно, Ханаока, Косака, Аинаи, Учнотай, Осариузава, Фурутобе и др.) залегают в дифференцированной вулканогенной толще базальт-риолитового состава (лавы и их пирокластиты).

Структура, контролирующая размещение этих месторождений, сформирована в среднетретичное время, одновременно с заложением альпийского геосинклинального трога, разделяющего по данным Т. Татсуми (Tatsumi, 1965) дугу Японских островов на два тектонических блока (северо-восточный и юго-западный). В пределах этой структуры в миоцене и плиоцене произошло становление мощной серии вулканогенно-осадочных образований, представленных основными (базальты) и кислыми (риолиты) лавами и их пирокластитамии, а также субвулканическими дайками. В этой серии размещено большое количество колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений, основные рудные залежи которых строго стратифицированы и залегают на границе лавовой (подрудной - риолитовой) и туфогенной (надрудной) толщ. Однако встречаются и жильные оруденения, размещенные как выше, так и ниже этого уровня.

В строении месторождений по данным К. Киношита (1932), Т. Татсуми (Tatsumi, 1965), В.И. Смирнова (1967), В.И. Смирнова и др. (1968) отмечается вертикальная зональность, выраженная чередованием следующих типов рудных зон (снизу вверх):

1) зона бедных силикатных руд (по-японски-кейко), представляющих собой серицитизированные, окварцованные и сульфидизированные (пирит + халькопирит) риолиты. Они имеют большую вертикальную протяженность и их можно рассматривать в качестве корневых частей месторождений (Смирнов и др., 1968).

2) зона богатых желтых руд (по-японски-око), представленных сплошными скоплениями медного колчедана (пирит + халькопирит) и расположенных над зоной кейко.

3) зона очень богатых черных руд (по-японски-куроко), слагающих пластовые залежи барит-сфалерит-галенитового состава.

ва с блеклой рудой. Они залегают в основании надрудной туфогенно-терригенной толщи, перекрывающей риолиты. Контакты рудных тел с надрудными туфами резкие. В зоне контакта наблюдается ритмичное чередование прослоев сульфидов и туфов. В этих частях широко развиты красные яшмоидные радиоларовые силициты. Для черных руд характерны обломочные текстуры. Обломочные руды рассматриваются, как следствие взрывного разрушения части массивных руд.

На некоторых месторождениях в зоне желтых руд, или между зонами желтых и силикатных руд, располагаются т.н. гипсовые руды (гипс-пиритового состава с баритом).

В.И. Смирнов и др. (1968) на основании анализа существующих данных, личных наблюдений, а также постановки специальных исследований (минералого-текстурно-структурные особенности и физические свойства руд, декрепитация сульфидов, изотопный состав серы), рассматриваемые месторождения считают смешанными гидротермально-осадочными образованиями. При этом гидротермальные растворы, циркуляция которых началась после формирования риолитовой (подрудной) толщи, по пути подъема ко дну морского бассейна обусловили образование метасоматической зоны прожилково-вкрапленных руд (силикатные руды), выше накапливались колчеданные руды (зона желтых руд), а при выходе гидротермальных растворов на дно бассейна, из них отлагались богатые колчеданно-барит-полиметаллические черные руды.

На рис. 3 сведены значения δS^{34} сульфидов и сульфатов рассматриваемых месторождений. Данные заимствованы из работы Т. Татсуми (Tatsumi, 1965).

Значения δS^{34} сульфидов варьирует от 0,0 до +8,5‰. В этом интервале намечается равномерный спектр значений при некоторой концентрации значений δS^{34} халькопиритов и сфалеритов в пределах 6,0–6,5‰. Наряду с этим отмечается тенденция облегчения серы галенитов, по отношению к пиритам и сфалеритам. При одновременности выделения этих минералов, надо говорить о разделении изотопов серы во время их отложения. Этот процесс, по всей вероятности, обуславливается окислительно-восстановительными условиями рудообразующей гидротермальной системы, а также низкотемпературными условиями рудоотложения. Наиболее заметным является фракционирование в парах барит-сульфид (пирит, галенит), гипс-галенит и гипс-халькопирит. Наибольшим утяжелением характеризуется сера баритов (δS^{34} от +23,5 до +27,5‰), тогда как сера парагенетических с ними сульфидов резко облегчена. Сера гипса (δS^{34} от +13,0 до +20,5‰) по сравнению с серой барита облегчена. Соответственно облегчена сера парагенетических с гипсом сульфидов.

В отличие от ряда месторождений с барит-полиметаллическими парагенетическими группами минералов (Риммельсберг, Ме-

гген) здесь особенности вариации изотопов серы корректируются парами ассоциирующихся сульфидов и сульфатов. При этом здесь мы имеем дело не с сульфатным источником серы, а с процессом окисления глубинной ее разновидности, сопровождаемым заметным фракционированием изотопов.

ВЫВОДЫ

1. Колчеданные месторождения относятся к обширной группе объединяющей оруденения, отличающихся друг от друга условиями образования и, как следствие этого, - вариациями изотопов серы в рудах, что в значительной степени определяет решение вопроса об источниках рудного вещества (Смирнов, 1969).

2. Причины этих различий определяются геотектонической позицией колчеданоносных зон и особенностями вмещающей геологической среды. В этом отношении следует выделять три большие группы:

а) Месторождения в эвгеосинклинальных трогах, заполненных продуктами активного базальтоидного вулканизма. Сюда входят колчеданоносные зоны Западных Карпат, Урала, Передового хребта Северного Кавказа, Канадских Аппалачей, Карелии и других регионов. Формирование месторождений представляет деталь геосинклинального вулканизма и происходит в течение активного его развития - после каждого ритма излияний (образование гидротермально-осадочных руд вместе с синвулканическими метасоматитами), или в поствулканическую стадию, когда в ложе геосинклинали тенденция погружения сменяется тенденцией поднятия. В это время образуются гидротермально-осадочные руды в зоне перехода лавовых толщ в кремнисто-туфогенные и с ними сопряженные синвулканические метасоматиты, а также колчеданные залежи, образованные на различных расстояниях ниже этого уровня в субвулканических условиях.

б) Месторождения геосинклинальных зон, сложенных аргиллитогенными толщами со слабым проявлением базальтоидного подводного вулканизма. В этой группе объединены месторождения Южного склона Большого Кавказа (Филизчай, Катех, Кизил-Дере и др.), Реногерцинской зоны Центральной Европы (Раммельсберг, Мегген), Юкон-Оминнека (Салливан и Элвин в Западной Канаде), Австралии (Брокен-Хилл, Мауат-Айза, Нейрни) и другие. В этих зонах обычная для типичных эвгеосинклиналей последовательность терригенного осадконакопления и магматизма нарушается. На Южном склоне Большого Кавказа причиной этого является тектоническая дифференциация территории вслед за отложением лейасской аргиллитогенной формации и развитие последующего байосского вулканизма в сопредельной на юге формационной зоне. Аргиллитогенная подзона в дальнейшем развивается в условиях поднятия и в ее пределах локализуется силловая фа-

ция байосского вулканизма (Дзоценидзе, 1948), а также гранитоидный магматизм орогенного этапа развития геосинклинали. Такая последовательность геологических явлений отражается на возрастной и пространственной разобщенности оруденений, представленных стратиформными гидротермально-осадочными серноколчеданными (Абхазия) или серноколчеданно-полиметаллическими (Белоканский район) залежами, медно-пирротиновыми рудами, сформировавшимися после становления даек диабазов, и подиметаллическим оруденением, возникшим после внедрения поздних даек кислого состава.

в) Месторождения субгеосинклинальных зон с неглубоким залеганием фундамента, сравнительно небольшими мощностями вулканогенно-осадочных образований, пологой складчатостью и вулканокупольными рудоносными поднятиями (Сомхитско-карабахская зона Малого Кавказа, Болгарское Среднегорье, зона Японских островов) представляют собой колчеданные оруденения полиметаллического профиля. Характерным является удивительное однообразие общих черт становления этих месторождений (независимо от их возраста), вертикальное размещение типов руд, характер околорудных изменений и др.

3. Наряду с общим положением об образовании колчеданных месторождений в течение ранних стадий геосинклинальных циклов развития земной коры и, следовательно, в течение соответствующих металлогенических эпох, полное оформление комбинированных месторождений часто выходит за пределы эпох колчеданообразования. Так, колчеданообразование в районе Батерст (Канадские Аппалачи) произошло в течение каледонской эпохи, а превращение колчеданных месторождений этого района в комбинированные относится к герцинской эпохе. Ярким примером в этом отношении является также стратиформное свинцово-цинковое месторождение Салливан (зона Юкон-Оминьяка, Западная Канада), которое образовалось в течение протерозойской металлогенической эпохи гидротермально-осадочным путем (Барсуков и др., 1972), а в альпийскую эпоху в связи с внедрением меловых гранофиров развивается касситеритовая минерализация, комбинирующаяся с протерозойской гидротермально-осадочной залежью свинцово-цинковых руд. Количество таких примеров можно умножить.

4. На основании этих примеров колчеданоносные рудные районы следует рассматривать в качестве активных участков земной коры, проявивших подвижность на ряде этапов геологического развития. Следствием является развитие в их пределах телескопирования структур, разнотипного и разновозрастного магматизма и разнотипных оруденений — колчеданных и постколчеданных.

5. Одной из главных причин возникновения постколчеданных оруденений в древних месторождениях является метаморфизм колчеданных залежей. При этом может произойти почти полная

редукция колчеданных руд (Брокен Хилл), или наложение на них пирротиновой минерализации с сульфидами цветных металлов (Кизил-Дере).

6. В отношении образования пирротиновых руд, сосредоточенных в колчеданных месторождениях, на основании личных исследований и систематики существующих материалов, можно сделать следующие выводы:

а) Пирротинообразование на фоне колчеданных руд происходит в условиях регионального метаморфизма амфиболитовой фации в результате метаморфогенной возгонки серы из пиритовых руд (Карелия, Западные Карпаты, Нейрни и др.).

б) Пирротинизация серноколчеданных руд осуществляется путем магматического прогрева последних. В этих условиях могут образовываться и жильные пирротиновые руды в комбинации с сульфидами цветных металлов (Батерст в Канаде, Мачхалорское рудопроявление в Дагестане).

в) Образование пирротиновых руд происходит путем переработки серноколчеданных залежей, попавших в зоны постсерноколчеданных надвигов (открытые структуры) и испытавших длительную переработку (некоторые проявления пирротиновых руд Абхазии).

г) В больших масштабах формирование пирротиновых руд происходит в результате вовлечения колчеданных залежей в сферу постколчеданной гидротермальной деятельности (Буадзе и др., 1972). При этом цветными металлами, привнесенными гидротермальными растворами, заимствуется сера, высвобожденная при пирротинизации серноколчеданных руд, в результате чего образуются медно-пирротиновые, либо пирротин-полиметаллические руды (Кизил-Дере, рудопроявления Горной Абхазии, возможно Кацдагское месторождение, Сибай).

д) В меньших масштабах встречаются пирротиновые оруденения, независимые от ранних колчеданных залежей. К ним относятся небольшие жильные образования пирротиновых руд, локализованные в контактах жильных диабазов и формирующиеся в условиях недостатка серы.

7. Результаты изучения изотопного состава серы рудослагающих сульфидов устанавливают большое значение геотектонической позиции колчеданных зон, а также влияния среды рудоотложения на вариации изотопных значений.

а) Колчеданные месторождения из вулканогенных геосинклинальных трогов характеризуются сравнительно стабильными значениями δS^{34} (от 0,0 до +6,0‰). Расширение спектра значений в сторону утяжеления серы отмечается на стратиграфических уровнях размещения гидротермально-осадочных руд (Уруп, Батерст и др.). При значительном влиянии органического вещества на процесс гидротермально-осадочного рудообразования, имеет место облегчение серы сульфидов (Западно-Карпатские месторождения, Карелия и др.).

б) Месторождения аргиллитогенных геосинклинальных зон (Маунт-Айза, Раммельсберг, Кизил-Дере, Мегген) повсеместно характеризуются повышенной ролью тяжелой серы. В условиях медленного осаждения сульфидов в последних сосредоточивается легкая сера, восстановленная бактериями из сульфатов (Нейри). Поздние типы руд обычно содержат близстандартную серу.

в) Месторождения из субгеосинклинальных зон в ранних серноколчеданных рудах содержат утяжеленную серу, а в колчеданно-барит-полиметаллических рудах закономерности вариации изотопов серы подчиняются вертикальной последовательности размещения типов руд. Следовательно, изотопные вариации обусловлены окислительно-восстановительными условиями рудообразовательной системы.

8. В колчеданных месторождениях функционирует в основном два источника серы – ювенильный и морской – сульфатный. Основная масса ее, вероятно, имеет ювенильное происхождение. Ее вынос из глубин был спровоцирован активностью геосинклинального базальтоидного вулканизма. При подъеме к земной поверхности ювенильная сера значительно видоизменялась в результате смешивания с сульфатными морскими водами, или при процессах окисления – восстановления, сопровождаемых изотопным фракционированием. Переплетение всех этих процессов значительно усложняет возможность интерпретации генетической природы особенностей вариации изотопов серы в рудах.

9. Результаты изучения изотопного состава серы рудослагающих сульфидов, полученные для однотипных месторождений, нельзя использовать в корреляционных целях и с их помощью классифицировать генетические типы пространственно разбросанных месторождений. Проведенные нами исследования и анализ опубликованных материалов позволяют утверждать, что изучение изотопов серы может оказаться эффективным лишь после предварительной расшифровки ряда особенностей строения месторождений и состава руд (геологическая среда рудоотложения, характер рудоконтролирующих и рудокализирующих структур, глубина рудоотложения, генетические и возрастные взаимоотношения между типами руд и др.).

ЛИТЕРАТУРА

- Амирасланов А.А. Левихинская группа колчеданных месторождений на Урале. Тр. геол. инст. АН СССР, т. 1У, 1934.
- Барсуков В.Л., Дзоценидзе Г.С., Есенов Ш.Е., Твалчрелидзе Г.А., Шило Н.А., Шеглов А.Д. Стратиформные свинцово-цинковые месторождения Западной Канады. Геол. рудн. мест., № 2, 1973.
- Богданов Б., Богданова Р., Чипчакова Ст. Рудокласти от месторождения Радка и Елшица в Панагюрский руден район. Научные сообщения, София, 1970.
- Богуш И.А., Савченко Н.А. Ритмично-слоистые руды Властенчихинского медноколчеданного месторождения (Северный Кавказ). Геол. рудн. мест., № 3, 1971.
- Бородаевская М.Б., Мустафабейли М.Л., Курбанов Н.К., Мусаев А.П., Исаев Б.М., Зулфугаров С.Б. Сходство и различия залежей сульфидных полиметаллических руд Белокано-Закавказского района (Большой Кавказ) и колчеданных залежей в вулканогенных формациях. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1966.
- Бородаевская М.Б., Курбанов Н.К., Перижняк Н.А. и др. Некоторые вопросы методики геологических исследований при детальном съемках колчеданных месторождений Южного Урала. Труды ЦНИГРИ, вып. 66, "Недра", 1965.
- Буадзе В.И. Условия формирования Худесского медноколчеданного месторождения. Геол. сб. № 2, КИМС, Госгеолтехиздат, 1962.
- Буадзе В.И. О закономерностях проявления колчеданной минерализации в вулканогенных образованиях Северного Кавказа. В кн. "Закономерности размещения полезных ископаемых", т. УП, изд. "Наука", 1964.
- Буадзе В.И. Структурно-фациальные условия заложения и раз-

вития зоны Передового хребта Большого Кавказа и некоторые особенности локализации колчеданных месторождений. Труды КИМС, серия полезных ископ., вып. 1X (11), 1970.

- Буадзе В.И. Геологическое строение и условия формирования колчеданного месторождения Кизил-Дере (Дагестанская АССР). Труды КИМС, вып. X (12), 1972.
- Буадзе В.И., Кавиладзе М.Ш., Абашидзе П.В., Мелашвили Т.А. - К вопросу об источниках серы в колчеданных месторождениях Большого Кавказа и Южной Грузии. Тезисы докладов Ш-го симпозиума по применению стабильных изотопов в геохимии, М. 1970.
- Буадзе В.И., Иваницкий Т.В., Джанджгава М.П., Абашидзе Ж.Н. Колчеданное месторождение Кизил-Дере (Дагестанская АССР) и некоторые вопросы его генезиса. Изв. АН СССР, сер. геол. № 9, 1972.
- Буадзе В.И., Кавиладзе М.Ш., Абашидзе Т.А. Изотопы серы и вопросы генезиса сульфидных залежей месторождения Кизил-Дере (Дагестанская АССР). Геол. рудн., мест., № 3, 1973.
- Виноградов А.П., Гриненко Л.Н., Гриненко В.А., Заири Н.И. Источники серы и некоторые вопросы формирования сульфидных залежей колчеданного типа в осадочных толщах. Геохимия, № 10, 1971.
- Виноградов А.П., Тарасов А.С., Зыков С.И. Изотопный состав рудных свинцов Балтийского щита. Геохимия, № 7, 1959.
- Гогшвили В.Г. Особенности гидротермального минералообразования на примере Северо-Западной части Сомхитско-Карабахской зоны и формирования месторождений малых глубин. Автореф. докт. диссерт., 1969.
- Гогшвили Т.Ш. Условия формирования гидротермально-измененных пород и руд медноколчеданных месторождений Цителсопельского рудного поля (Южная Грузия). Автореферат канд. диссерт., 1967.

- Голик В. Структура северной части провинции Нью-Брансуик. В кн. "Структурная геология рудных месторождений Канады", изд. "МИР", 1964.
- Григорьев Д.П. Закономерности образования сульфидов меди в колчеданных месторождениях Среднего Урала. ЗВМО, т. 27, вып. 1, 1948.
- Гриненко Л.Н. Изотопный состав серы сульфидов медноколчеданного месторождения Сибай (Южный Урал). Геол. рудн. метс., № 4, 1963.
- Гриненко Л.Н., Воишков Д.М., Ручкин Г.В., Тугаринов А.И. Изотопный состав серы сульфидов серноколчеданных месторождений Карелии и некоторые вопросы их генезиса. Геол. рудн. мест., № 2, 1971.
- Гриненко Л.Н., Гриненко В.А., Загряжская Г.Д., Столяров Ю.М. Изотопный состав серы сульфидов и сульфатов колчеданных месторождений Левихи в связи с вопросами их генезиса. Геол. рудн. мест., № 3, 1969.
- Гриненко Л.Н., Злотник-Хоткевич А.Г., Заири Н.М. Изотопы серы Филизчайского колчеданно-полиметаллического месторождения на Кавказе. Геол. рудн. мест., № 1, 1971.
- Дзоценидзе Г.С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Изд. АН Груз. ССР, 1948.
- Дзоценидзе Г.С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. Изд. "Недра", 1969.
- Дзоценидзе Г.С., Твалчрелидзе Г.А. О некоторых общих особенностях вулканизма и металлогении Болгарии и Грузии. В кн. "Доклады 7-го съезда Карпато-Балканской геологической ассоциации", София, 1965.
- Долгих А.Г., Черницын В.Б. Магматизм Горного Дагестана и его рудоносность. Сов. геол., № 2, 1971.
- Дешоу Е. Геологическое строение, изотопы серы и генезис рудных месторождений Хит-Стилл в районе Ньюкас-

ла. В кн. "Структурная геология рудных месторождений Канады", изд. "МИР", 1964,

- Жабин А.Г., Рябова Т.В. Гетерогенное медно-колчеданное месторождение Кизил-Дере в Дагестане. Геол. рудн. мест., № 6, 1971.
- Йенсен М.Л. Изотопы серы и проблемы минерагенеза. В кн. "Геохимия гидротермальных рудных месторождений", изд. "МИР", 1970.
- Киношита К. О генезисе месторождений Куромоно. Цветметиздат, 1932.
- Картер С. Геология, парагенезис и запасы руды месторождения Маунт Айза. В кн. "Геология, парагенезис и запасы руд зарубежных месторождений свинца и цинка", изд. ИЛ, 1953.
- Малахов А.А., Денисенко Е.А., Засухин Г.Н., Малахов Д.А., Абдулгужин Р.С., Дрожжев М.Г. Изотопный состав серы сульфидов из некоторых медноколчеданных месторождений Южного Урала. ЗВМО, вып. 1, 1973.
- Мутафчиев Ив., Чипчакова Ст. Хидротермални изменения на скалите от сенонския вулканогенен комплекс при златно-медно-пиритното находище "Челопеч", Пирдопско. Изв. на геол. инст. Болгарии, ХУШ, 1969.
- Назаров Ю.И. Особенности формирования месторождений медноколчеданной формации Южной Грузии. Изд. "Недра", 1966.
- Полишук И.Б., Слюняев А.А. Колчеданное месторождение Кизил-Дере в Южном Дагестане. Изв. Высш. учебн. завед., геол. и разведка, № 6, 1970.
- Петровская Н.В. Ассоциации рудообразующих минералов, элементы строения рудных тел и некоторые черты генезиса Сибайского медноколчеданного месторождения (Южный Урал). Тр. ЦНИГРИ, вып. 40, 1961.
- Петровская Н.В., Гриненко Л.Н., Чупахин М.С. Опыт применения изотопного анализа серы при изуче-

нии медноколчеданного месторождения Учалы
(Южный Урал). Геохимия, № 8, 1958.

- Рыбаков С.И. Об оолитовых пиритовых рудах некоторых серноколчеданных месторождений Южной Карелии и их метаморфизме. Геол. рудн. мест., № 4, 1967.
- Рыбаков С.И. Генетические особенности сульфидного оруденения нижнепротерозойских толщ Южной Карелии. Автореферат канд. диссерт., 1969.
- Смирнов В.И. Конвергентность колчеданных месторождений. Вестн. МГУ, серия 4 "Геология", № 2, 1960.
- Смирнов В.И. Соотношение осадочного и гидротермального процессов при формировании колчеданных руд в юрских флишоидах Большого Кавказа. Докл. АН СССР, т. 177, № 1, 1967.
- Смирнов В.И. Вопросы геологии рудных месторождений на 11-й сессии Тихоокеанского научного конгресса в Токио. Геол. рудн. мест., № 1, 1967.
- Смирнов В.И. Колчеданные месторождения. В кн. "Генезис эндогенных рудных месторождений", изд. "Недра", 1968.
- Смирнов В.И. Об источниках вещества эндогенных месторождений полезных ископаемых - Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1969.
- Смирнов В.И., Гончарова Т.Я. Геологические особенности образования колчеданных месторождений западной части Северного Кавказа. Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1960.
- Смирнов В.И., Бородаев Ю.С., Старостин В.И. Колчеданные руды и месторождения Японии. Геол. рудн. мест., № 1, 1968.
- Смирнов В.И., Казанский В.И. Колчеданное месторождение Раммельсберг. Геол. рудн. мест., № 6, 1972.
- Скрипченко Н.С. Вулканогенно-осадочное рудообразование. Изд. "Недра", 1966.
- Твалчрелидзе Г.А. Основные черты эндогенной металлогении

Грузии. Госгеолтехиздат, 1958.

- Твалчрелидзе Г.А. Опыт систематики эндогенных месторождений складчатых областей (на металлогенической основе). Изд. "Недра", 1966.
- Твалчрелидзе Г.А. Некоторые особенности металлогении Болгарии. В кн. "Закономерности размещения полезных ископаемых", изд. "Наука", 1967.
- Твалчрелидзе Г.А. О главнейших металлогенических эпохах Земли. - Геол. рудн., мест., № 1, 1970.
- Твалчрелидзе Г.А., Буадзе В.И. Геологические условия образования медно-пирротиновых и колчеданно-полиметаллических месторождений Большого Кавказа. В кн. "Минеральные месторождения", изд. "Недра", 1972.
- Твалчрелидзе Г.А., Буадзе В.И., Кавиладзе М.Ш. Об источнике металлов и серы в некоторых сульфидных месторождениях. В кн. "Очерки современной геохимии и аналитической химии", изд. "Недра", 1972.
- Цамбел Б., Кантор Я. Сравнение изотопного и геохимического исследования сульфидов сингенетических колчеданных месторождений Западных Карпат. В кн. "Очерки современной геохимии и аналитической химии", изд. "Наука", 1972.
- Эндрьюс Э. "Геология, парагенезис и запасы руд зарубежных месторождений свинца и цинка", изд. ИЛ, 1953.
- Anger G., Nielsen H., Puchelt H., Ricke W. Sulfur isotopes in the Rammelsberg ore deposit. Econ. Geol., v. 61, N3, 1966.
- Bass Becking L.G. and Moore. Biogenic Sulfides. Econ. Geol., v. 56, 1961.
- Buschendorf Fr., Nielsen H., Puchelt H., Ricke W. Schwefel-Isotopen-Untersuchungen am Pyrit-Sphalerit-Baryt-Lager Meggen-Lenne (Deutschland) und an verschiedenen Devon-Evaporiten. Geochim et cosmochim. Acta, v. 27, N5, 1963.

- Gunzert G. Altes und Neues Lager am Rammelsberg bei Goslar. *Erzmetal*, Bd 22, H. 1, 1969.
- Lawrens L.I., Rafter T.A., Sulfur isotope distribution in sulfides and sulfates from Broken Hill South, New South Wales; *Econ. Geol.*, v. 57, N2, 1962.
- Rishards S.M. The Banded zone Formations of Broken Hill, Australia, and their Relationship to the lead-Zinc ore Bodies. *Econ. Geol.*, N1-2, 1966.
- Skinner B.I. The geology and metamorphism of the Narine pyritic formation, a sedimentary sulfide deposit in South Australia. *Econ. Geol.*, v. 53, 1958.
- Solomon P.J. Investigations into Sulfide mineralization at Mount Isa, Queensland. *Econ. Geol.*, v. 60, N4, 1965.
- Tatsumi Tatsuo. Sulfur isotopic fractionation between co-existing Sulfide minerals from some Japanese ore deposits. *Econ. Geol.*, v. 60, N8, 1965.
- Tupper W. Sulfur isotopes and the origin of the sulfide deposits of the Bathurst-Newcastle Area of Northern New Brunswick., *Econ. Geol.*, v. 55, N8, 1960.

С.А. Кекелия, А.Н. Амбокадзе, М.П. Гудушаури

ОБ ОСОБЕННОСТЯХ РАЗМЕЩЕНИЯ РТУТНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В РУДНЫХ ПРОВИНЦИЯХ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОЯСА

(на примере Большого Кавказа и Северного Алжира)

Авторы статьи, длительное время изучавшие ртутные месторождения Большого Кавказа и Алжирской НДР, на основании геологического строения этих двух регионов и результатов изучения конкретных месторождений, предприняли попытку определения места ртутной минерализации в пространстве и во времени и выявления наиболее благоприятных структурных условий концентрации руд.

Средиземноморский пояс, заложенный на рифейском метаморфическом основании, сформировался в течение байкальского, герцинского, киммерийского и альпийского тектонических циклов (Хаин, 1970). В Северной Африке развиты герциниды и альпиды, в то время как в полициклической провинции Большого Кавказа установлены структуры всех перечисленных циклов. В соответствии с металлогеническим районированием произведенным для Средиземноморского пояса Г.А. Твалчрелидзе (1972), первая ртутная провинция является составной частью Западно-Средиземноморской металлогенической области, вторая - Кавказско-Анатолийской. Обладая сходными чертами геологического развития в альпийском цикле (ртутное оруденение приурочено в обеих провинциях к альпийским внешним миогеосинклинальным зонам), они различаются рядом особенностей, обусловившими структурные планы ртутных месторождений.

Ртутная провинция Большого Кавказа

Мегантиклинорий Большого Кавказа (рис. 1) разделен поперечными разломами на относительно поднятые и опущенные сегменты: Северо-Западный, Центральный и Восточный Кавказ.

Северное крыло центральной части - Северо-Кавказский краевой массив - с юга вдоль Тырнауз-Пшекишской шовной зоны граничит с горст-антиклинорием Главного хребта. Далее к

югу следует мегасинклиний Южного склона. К Центральному Кавказу с запада примыкает флишевая зона Северо-Западного Кавказа. Северным крылом восточной части мегантиклинория служит зона Известнякового Дагестана. Осевое положение занимает зона Центрального сланцевого поднятия, а южное крыло сложено флишевыми осадками верхней юры и мела.

Байкальский цикл в истории геологического развития Кавказа (Милановский, Хаин, 1963; Милановский, 1968) остается слабо изученным. Байкальская складчатость зафиксирована на границе среднего и позднего кембрия в Бечасынской зоне. После этой тектонической эпохи на Кавказе и на обширных областях за его пределами сформировалась крупная плита. Герцинский тектонический цикл выделяется в рамках раннего девона-триаса. В среднем палеозое зона Передового хребта Северного Кавказа представляла эвгеосинклинальный прогиб, в котором отлагались вулканогенно-осадочные образования девона-нижнего карбона. В позднем палеозое геосинклинальный режим сменился орогенным; в осевой части герцинской геосинклинали оформились прогибы, заполненные молассами среднего-верхнего карбона и нижней перми. Одновременно крупная геантиклиналь возникла в центральной части Главного хребта, сложенного в основном байкалидами. В девоне она испытала поднятие, а в карбоне подверглась повторному метаморфизму и гранитизации (Рубинштейн, 1967). Южнее Главного хребта в девоне-перми существовал миогеосинклинальный прогиб, унаследованный киммерийской геосинклиналью. В Тырныаузской шовной зоне в среднем карбоне-раннем триасе накапливались молассы.

Начало киммерийского цикла (поздний триас, лейас и аален) знаменуется крупной трансгрессией, достигающей максимума в домере и в позднем тоаре-раннем аалене. Северной границей геосинклинали явилась Тырныаузская шовная зона, южной - северная периферия Закавказского срединного массива. К северу от Тырныаузской зоны накапливались мелководные осадки. Предтоарское и предбайосское время отмечается регрессией моря.

Миогеосинклинальный режим существовавший на Южном склоне в герцинском цикле, в киммерийском сменился эвгеосинклинальным. Здесь образовались мощные сланцевые толщи. В байосе на Южном склоне происходили излияния лав андезитобазальтовой магмы, а в осевой части усиливались складкообразовательные движения. В конце доггера северная периферия зоны испытала воздымание, а на юге в краевой части произошло осушение бассейна, сопровождавшееся накоплением батской угленосной свиты. В осевой части зоны в это время внедрились гранитоиды.

Киммерийский цикл на Большом Кавказе завершился орогенным этапом, охватившим время бат-поздняя юра, когда zde-

сь отлагались угленосные и пестроцветные молассы и проявился орогенный магматизм. Одновременно, унаследованные миогеосинклинали Южного склона развивались в условиях флишевого осадконакопления, продолжавшегося в течение всего мела и начала палеогена. Таким образом, граница между киммерийским и альпийским циклом в этих зонах не имеет отчетливого геологического выражения и проявлена лишь очередным углублением геосинклиналей и распространением из них верхнемеловой трансгрессии. Орогенный этап здесь охватил олигоцен-неоген и знаменуется воздыманием горного сооружения Большого Кавказа и формированием молассовых прогибов.

Отмеченные унаследованные геосинклинальные зоны, характеризующиеся "сквозным" киммерийским-альпийским развитием, в течение геосинклинального периода (мальм-эоцен) представляли собой внешнюю миогеосинклинальную зону в понимании Обуэна (1967), форландом для которой служил на севере - Северо-Кавказский краевой массив (эпигерцинская плита), а на юге - Закавказский срединный массив.

На северо-западном Кавказе отложились известково-мергелистые и терригенные осадки; к началу позднего мела эта часть Кавказа (Абино-Гунайская зона) испытала поднятие и ось максимального погружения переместилась к Новороссийскому прогибу. На Южном склоне ". . . максимум флишеобразования приходится на сенон-эоцен" (Хаин, 1970). Причем, в начале верхнего мела на Западном и Восточном Кавказе на некоторых участках происходило излияние лав основного состава. В конце позднего мела по разломам, обрамляющим Главный хребет, внедрились небольшие интрузии гранодиоритов. На Южном склоне Большого Кавказа в конце мела флишевые прогибы сместились к югу и наложились на шовные структуры. В конце эоцена, перед началом орогенного этапа, в прогибах началось складкообразование. Южная часть Центрального Кавказа (Абхазско-Рачинская ступень), за исключением некоторых участков, в начале мальма была приподнята а в мелу перекрылась карбонатными осадками. Абхазско-Рачинская ступень с юга причленяется к Грузинской глыбе, а ее западные и восточные периферии выполняли роль приразломных поднятий, ограничивающих с юга флишевые прогибы (Милановский, 1968). Северная часть ступени вытянута вдоль "вырожденного" флишевого прогиба. Закавказский срединный массив в течение мальма и в раннем мелу был относительно приподнят.

Крупные разрывные нарушения, определяющие на Большом Кавказе размещение ртутных месторождений, заложилась, а отчасти обновилась в орогенный этап развития. Глубинные разломы в течение длительного времени контролировали размещение осадочных формаций, магматических и рудных проявлений.

Орогенный этап подразделяется на две стадии. В первую из них (олигоцен-средний сармат) сформировалась толща, пере-

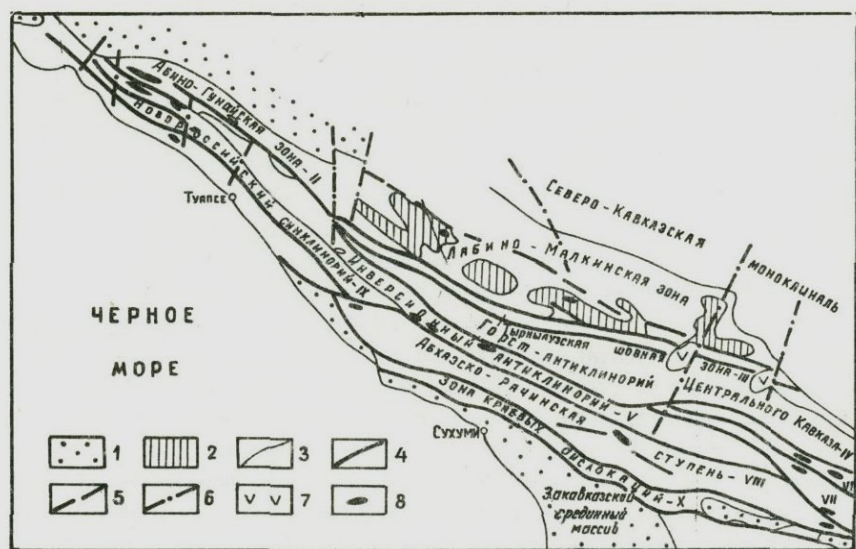


Рис. 1. Схема тектонического строения Западного Кавказа (по П.Д. Гамкрелидзе, 1966 и Е.Е. Милановскому, 1968).

1 - депрессии, выполненные кайнозойскими молассаами; 2 - выступы палеозойских пород; 3 - границы тектонических зон; 4 - длительно развивающиеся нарушения; 5 - то же предполагаемые; 6 - поперечные, часто скрытые нарушения; 7 - неоген-антропогеновые лавы; 8 - ртутные рудные поля.

1 - Южный участок эпигерцинской Скифской плиты, сложный полого-моноклиналным мезозойским чехлом с выступами палеозойских вулканогенно-осадочных пород, претерпевших герцинскую складчатость; II - Северо-Западное крыло мегантиклинория, сложенное в основном умеренно-складчатыми верхнеюрскими и ниже-меловыми отложениями; III - Шовная зона, сложенная палеозойскими и юрскими отложениями, прорванными разновозрастными интрузиями; IV - Ядро Центрального Кавказа, сложенное породами докембрия (?) и палеозоя; V - зона южного склона, сложенная интенсивно смятыми породами лейаса-доггера, испытавшими киммерийскую складчатость (в Сванетии в ядрах антиклиналей выступают средне-верхнепалеозойские осадки); VI - антиклинории, сложенные лейасом-доггером; VII - синклинии, выполненные флишем мальма и мела испытавшие позднеальпийскую складчатость; VIII - антиклинории, сложенные умеренно-складчатыми вулканогенно-осадочными отложениями нижней-средней юры, а на западе известняками нижней юры; IX - синклиний, выполненный флишем юры и мела; X - шовная краевая зона, сложенная, в основном, отложениями верхней юры и мела.

ходная от флиша к молассам (майкопская), развитая в окраинных частях Закавказского массива и в Предкавказском прогибе. В это же время продолжалось дальнейшее погружение Рача-Лечхумской синклинали. В начале второй стадии (аттическая фаза, поздний сармат) происходил бурный рост мегантиклинория, сопровождающийся накоплением грубых моласс. В конце сарматомеотиса воздымание Большого Кавказа сопровождалось наземным вулканизмом — кислыми лавами в Эльбрусском районе, андезито-дацитовыми в Казбегском. Амплитуды поднятий Центрального и Восточного Кавказа достигли 4–5 км. Одновременно усилилось прогибание Закавказской межгорной впадины. В роданскую фазу (средний плиоцен) которая является главной эпохой горообразования (Хаин, 1970), на отдельных секторах Большого Кавказа (Сванетия, район Сочи, южный склон Восточного Кавказа) сформировались шарьяжи, а осадки в депрессиях испытали складкообразование. По южной периферии Центрального Кавказа изливались андезито-базальтовые лавы повышенной щелочности. В это время возросла роль "поперечной тектонической зональности в расширяющейся зоне Транскавказского поперечного поднятия" (Милановский, 1968).

В роданскую эпоху, вместе со складчатостью в прогибах и ростом Большого Кавказа в поднятиях, вдоль основных близвертикальных длительно развивавшихся разломов происходили растяжения. Вероятно, с этим временем связано оживление гидротермальной деятельности, вызвавшей образование низкотемпературных месторождений. Одни из разломов в верхнем структурном этаже проявлены в виде систем сблизженных разрывов, местами насыщенных разновозрастными интрузиями (Тырныузская шовная зона, Южный осевой разлом) — другие ограничивающие с юга складчатое сооружение Большого Кавказа, представлены флексурами с амплитудой до нескольких километров, или узкими приразломными впадинами (Рача-Лечхумская), а также вытянутыми антиклинальными зонами (Северо-Западный Кавказ).

Для шовных синклинорийных зон характерным являются сжатые линейные близвертикальные складки с тенденцией опрокидывания на юг, осложненные взбросами общекавказского простирания и субмеридиональными вертикальными нарушениями. В Тырныузской шовной зоне складки нижнего структурного этажа были сформированы в течение герцинских фаз складчатости. В киммерийские фазы формировалась складчатость верхних структурных этажей. Основные структурные элементы Южного осевого разлома ("Главный надвиг") образовались в киммерийском цикле. Складчатость шовных зон, представляющих на западе и востоке продолжение Тырныузской зоны и Южного осевого разлома, формировалась на протяжении альпийского цикла.

Вдоль поперечных нарушений, большая часть которых отражена в чехле, преобладали процессы растяжения. В региональ-

ном плане они могут рассматриваться как рудораспределяющие структуры. В продольном направлении региональный контроль размещения ртутных месторождений осуществляется Тырнәуэзской шовной зоной, нарушениями, ограничивающими с севера Новороссийский синклинорий, Осевым разломом, нарушениями, ограничивающими с юга флишевые прогибы, а также зоной краевых дислокаций (где ртутное оруденение установлено в баритовых жилах в пределах Рача-Лечхумской депрессии, в отложениях байоса).

Вдоль единых элементов долгоживущих разломов вытянуты ртутные кулисы, объединяющие сближенные рудные поля. Так, например, размещение оруденения в пределах Северо-Абхазской рудной кулисы определяется Южным осевым глубинным разломом, образующим широкую полосу сопряженных между собой региональных нарушений взбросового типа, осложняющих как породы фундамента, так и перекрывающую их глинисто-сланцевую толщу лейаса. В этой зоне в герцинскую и альпийскую эпохи сформировались крупные разломы, служившие путями для проникновения магматических масс и гидротермальных растворов. С этой структурой сопряжена полоса многочисленных трещин субширотного простирания, кулисообразно сменяющих друг друга. Рудопроявления кулисы контролируются взбросами и сбросо-сдвигами, нарушающими горизонт переслаивающихся эффузивов, песчаников и глинистых сланцев верхнего лейаса. Нарушения в глинисто-сланцевых отложениях лейаса залечены дайками диабазов, габбро-диоритов, альбитизированных диабазов и метасоматитов (альбититов). Наиболее благоприятными для концентрации руд являются участки пересечения экранирующих пород с зонами повышенной проницаемости. На Ахейском месторождении рудные тела приурочены к горизонту переслаивающихся песчаников, туфов, аргиллитов; на Авадхарском месторождении — к зонам дробления, сопровождающим контакты альбитофиров и экранирующих глинистых сланцев, а также к зонам трещиноватости в плотных аргиллитах.

Обычно месторождения размещаются в зонах, различающихся по фациальному составу пород. Тип геологического разреза, примыкающих друг к другу зон, определяет структурные особенности месторождений и их промышленную ценность. На Северо-Западном Кавказе выделяются кулисы, тяготеющие к разломам, ограничивающим с севера и юга антиклинальное поднятие. Установленные здесь Сахалинское и Перевальное месторождения, рудопроявления Верхне-Убинской и Верхне-Безепской групп, залегают в интенсивно дислоцированных сероцветных и флишеидных формациях нижнего мела. Месторождения располагаются в некотором удалении от разлома в сопряженных с ним субширотных взбросах. В этой полосе развиты линейные пликативные структуры, осложненные воздыманиями и опусканиями. В восточной час-

ти Северо-Западного Кавказа разлом, ограничивающий с севера Новороссийский синклиниорий, контролирует рудопоявления в среднеюрских вулканогенных отложениях и флишевых осадках нижнего мела. На востоке нарушение сливается с Краснополянским надвигом и далее прослеживается вдоль северной границы Абхазско-Рачинской ступени. Здесь известны рудопоявления Аибгинского рудного поля и Ахапча в среднеюрских вулканических породах и Чвежилсинское рудопоявление в верхнемеловом флише на западе; в центральной части - Сванетская группа, в восточной - проявления Рачи и Осетии.

В восточной части Центрального Кавказа (рис. 1) выявляется ртутная кулиса на границе инверсионного антиклинория (У) и Рача-Тянетского флишевого синклинория (УП). Она объединяет рудопоявления Рача-Осетинского рудного района (Талахианское, Кодис-Дзирское, Мамисонское, Тибское и Зругское рудные поля). Месторождения локализованы в глинисто-песчаных отложениях лейаса и терригенно-карбонатных флишевых осадках верхней юры. В висячем и лежащем боках Тибского разлома проявлены трещинные зоны взбросового и надвигового характера субширотного и северо-западного простираний. Последние служат рудоподводящими и рудоконтролирующими структурами. Здесь известны многочисленные сурьмяные, ртутные и ртутно-мышьяковые рудопоявления.

На Большом Кавказе наиболее благоприятной для локализации оруденения является молассовая формация верхнего палеозоя, аспидная формация нижней-средней юры и морская сероцветная формация нижнего мела. Их фациальный состав определяет форму и промышленные масштабы оруденения. Как правило, отмеченные формации слагают антиклинальные зоны внутри синклинириев и инверсионных антиклинориев, осложненных разломами с крутыми углами падения. Все известные месторождения приурочены к нарушениям, сформированным в период блоко-горстовых вертикальных перемещений вдоль основных каналов глубинных разломов. Поэтому месторождения на Большом Кавказе относятся к трещинному типу, для которого характерны неравномерность в содержании киновари, определяемая морфологией трещинных зон. В районах распространения ртутной минерализации до рудотложения, в период формирования рудовмещающих структур, преобладали вертикальные перемещения блоков с незначительной горизонтальной амплитудой, в связи с чем здесь отсутствуют покровные структуры, обычно определяющие богатые скопления руд на небольшой площади. Проявления ртути на Большом Кавказе приурочены к "сквозным" структурам и характеризуются большим вертикальным размахом, достигающим 1,5-2 км (Надирадзе, Цагарели, 1972).

В пределах месторождений размещение рудных тел обусловлено физическими и химическими свойствами горных пород,

строением рудоподводящих, рудораспределяющих и рудоконтролирующих нарушений.

Богатые рудные тела локализованы в местах наиболее благоприятного сочетания литологических и геолого-структурных факторов.

Рассмотрим на примере разведанных месторождений характер размещения рудных тел.

На Сахалинском месторождении (рис. 2,а) рудные тела приурочены к приосевой части и южному крылу брахиантиклинали северо-западного направления, обязанной своим происхождением изгибу Безепского разлома. Брахиантиклиналь разбита Центральным рудоподводящим субширотным нарушением на Западный и Восточный блоки. Центральный разлом сопровождается системой оперяющих трещин скола и отрыва. В местах интенсивного развития последних (в присводовой части и южном крыле брахиантиклинали) и локализованы рудные тела. Богатые руды установлены в зонах дробления, зажатых между сколовыми трещинами и в участках изгиба поверхности рудоподводящего нарушения. В связи с этим минерализованными оказываются кварц-диккитовые брекчии, трещинные зоны в окварцованных алевролитах северо-западного простирания и отдельные пласты песчаников, приуроченные к осевой части и южному крылу брахиантиклинали. На месторождении преобладают линзовидные рудные тела, размеры которых по падению в 2-3 раза превышают размеры по простиранию.

На Перевальном месторождении (рис. 2,б) Дефановская антиклиналь осложнена северо-западными рудоподводящими и рудовмещающими нарушениями. Вертикальная линза брекчированных и окварцеванных конгломератов зажата между сколовыми трещинами, падающими на юго-запад и северо-восток. В местах пересечения сколовых трещин сосредоточено богатое оруденение в виде линзовидных скоплений руд. В восточном блоке рудное тело образует вертикальный столб, склоняющийся незначительно к юго-востоку и зажатый между полупроницаемым глинистым экраном.

На Северном склоне Центрального Кавказа ртутная минерализация (Кишкитское месторождение) локализована в грабен-синклинории, выполненной верхнекарбонowymi и нижнепермскими эпиконтинентальными осадками, прорванными штоками фельзодацитов. На месторождении оруденение (рис. 2,в) с промышленной концентрацией ртути выявляется вдоль трещин отрыва северо-восточного простирания, оперяющих сколовые нарушения, параллельные осям брахиантиклинали, сложенной нижнепермскими песчаниками и вулканитами.

Рудные тела образуют короткие прерывистые линзы в местах изгибов отмеченных нарушений. В некоторых случаях роль экрана выполнял пласт конгломератов, венчающий разрез ниже-

пермских красноцветов. Рудовыводящей структурой служил сброс северо-восточного простирания, с которым сопряжены рудораспределяющие и рудолокализирующие структуры.

На Тибском месторождении (рис. 2,г) сильно сжатые изоклинальные складки разбиты нарушениями, среди которых рудоподводящая роль отводится Цесскому разлому, рудораспределяющая — продольным и диагональным сбросо-сдвигам. Рудовмещающими являются примыкающие к продольным пологие зоны трещиноватости, развитые в шарнирных частях и южном крыле синклинали; межпластовые срывы на границе кремнистых сланцев и песчаников (наиболее богатая руда приурочена к пересечению разноориентированных разрывов и в местах изгибов по простиранию срывов). В контуре рудоносных зон выделяются рудные тела линзовидной формы, приуроченные к трещинным зонам северо-западного простирания; к продольным и диагональным нарушениям; к межпластовым срывам и крутым продольным разрывам.

В Абхазском рудном районе проявления локализованы в трещинных зонах (взбросах) запад-северо-западного простирания, образующих систему взаимно параллельных и кулисно-перистых нарушений. В связи с характером разреза рудовмещающей толщи рудоносная зона на Ахейском месторождении (рис. 3б) имеет трехярусное строение. Руда концентрируется в межпластовых срывах на границе песчаников и сланцев, вдоль трещин скалывания и отрыва, пересекающих песчаники по всей мощности; в местах изгиба по падению серий тектонических швов север-северо-западного простирания. Рудные тела образуют ветвящиеся линзообразные залежи. Наиболее благоприятные структурные условия — участки сочленения полого залегающих горизонтов повышенной проницаемости (трещиноватых и брекчированных песчаников) с экранирующими породами — глинистыми сланцами, а максимальные концентрации руд тяготеют к полосам поперечных субмеридиональных трещин, пересекающих рудоносные песчаники по всей мощности.

Рудопроявление Макратела (рис. 3а), расположенное в западной части Авадхарского рудного поля, приурочено к дайке альбитизированных диабазов, прорывающей глинисто-сланцевые породы лейаса. Рудоносные трещины, падающие в основном в сторону обратную падению альбитофирового тела пересекают его по всей мощности и перекрываются глинистыми сланцами. Вдоль этих разрывов, заполненных кварцем и карбонатом с киноварью, альбитизированные диабазы карбонатизированы и диккитизированы.

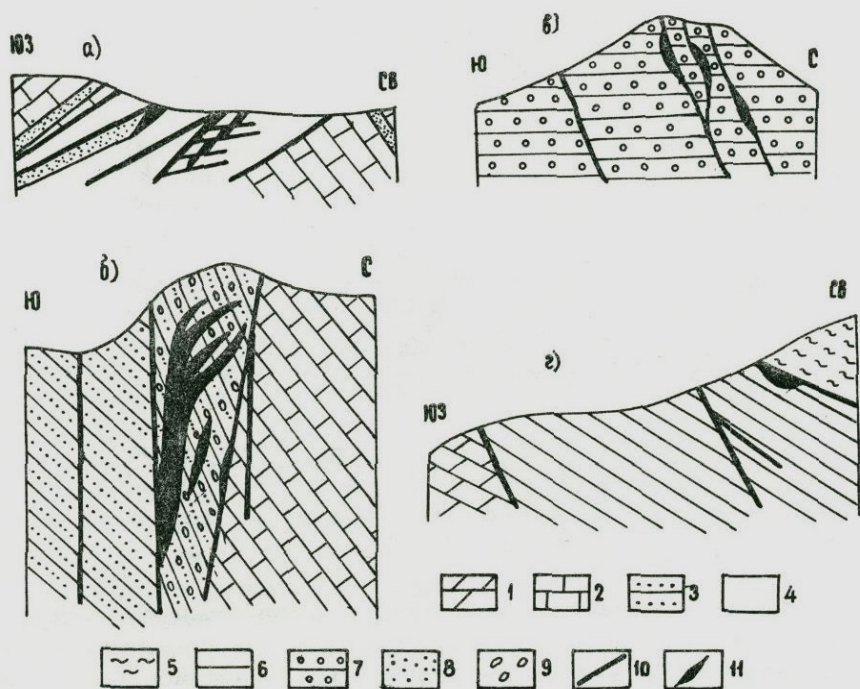


Рис. 2. Схематические разрезы месторождений: а) Сахалинского, б) Перевального, в) Кишкытского, г) Тибского (по А.В. Нетреба, В.П. Хомякову, Н.Г. Демидовой и З.А. Цветковой)

1 - известняки верхнего мела; 2 - аргиллиты, алевролиты и песчаники баррем-апта; 3 - конгломераты и песчаники баррема; 4 - мергелистые глины валанжин-готтерива; 5 - глинистые сланцы нижнего-среднего лейаса; 6 - аргиллиты и песчаники среднего лейаса; 7 - песчаники, конгломераты, аргиллиты нижней перми; 8 - песчаники; 9 - брекчии; 10 - разрывные нарушения; 11 - рудоносные зоны.

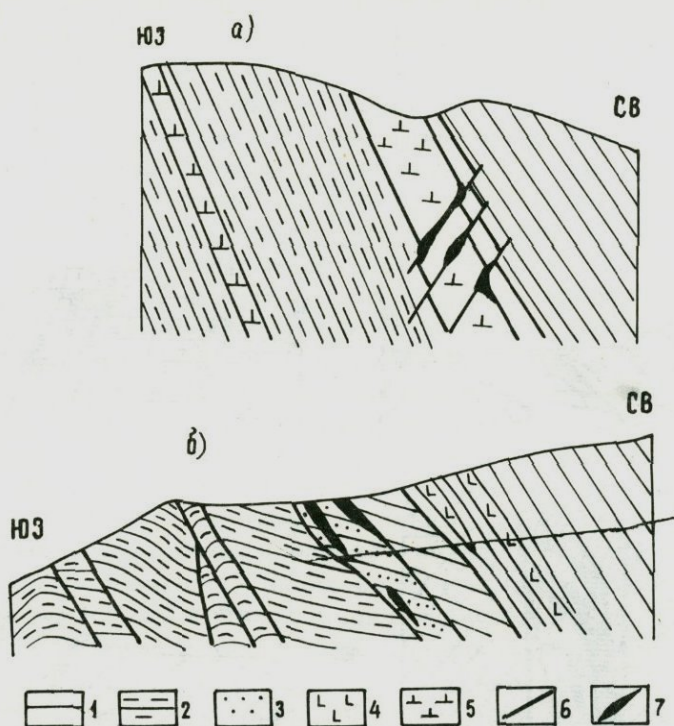


Рис. 3. Схематические разрезы месторождений: а) Макратела, б) Шура

- 1 - глинистые сланцы и алевролиты домера-нижнего тоара;
 2 - глинистые сланцы и алевролиты аалена с прослоями туфов;
 3 - песчаники; 4 - туфы и туфобрекчии; 5 - диабазы; 6 - разрывные нарушения; 7 - рудоносные зоны.

Атласская ртутная провинция

Альпиды западного Средиземноморья описаны в многочисленных работах, из которых нами использованы данные М. Дюран-Дельга (Durand Delga, 1955, 1967), М. Кикена (Kieken, 1962), Ш. Фор-Мюре и Ю. Шубера (1966), А. Кэра (Caïre, 1972) и некоторых других авторов.

По набору геологических формаций, а также развитию характерных структур шарьяжного типа Северная Африка может быть отнесена к внешней миогеосинклинальной зоне геосинклинальной области. Тельская миогеосинклиналь (рис. 4) граничила на юге с форландом Сахарского Атласа. О существовании Средиземноморской эвгеосинклинали можно судить по наличию покровов и магматическим проявлениям разного состава (от мезозойских ультраосновных пород до габбро-диоритов и гранитов пале-

огена), прорывающих глубоко метаморфизованные вулканогенно-осадочные породы на полуострове Кал-Бугарун, вероятно отражающих магматическую деятельность в период накопления осадков в эвгеосинклинальном прогибе.

Кабильская зона (Фор-Мюре, Шубер, 1966) характеризуется двумя структурными этажами: палеозойским, состоящим из гранито-гнейсов, перекрытых филлитами; и мезо-кайнозойским, в состав которого входят осадки мела, эоцена, олигоцена и молассы миоцена. На востоке и в центральной части установлены образования миоценового (бурдигальского) вулканизма и интрузии гранитов вдоль границ структурных зон. Местами древние отложения перекрыты континентальными образованиями перм-триаса. Аллохтонные структуры, надвинутые на Кабильские массивы представлены покровами юрских известняков (Leikine, 1969), мелового флиша и олигоценых (нумидийских) пород. Горизонтальная амплитуда перемещения чешуй и покровов достигает 10-15 км. Тольман (1968) даже приводит цифры амплитуд перемещения покровов порядка 100 км, вероятно сильно завышенные. Покровы отделены от автохтона волнистыми поверхностями надвигов, вдоль которых в тектонической брекчии встречены породы почти всех возрастных подразделений Кабильских массивов. В результате надвигания масс с севера на границе с зоной Известняковой гряды образовались многочисленные разрывные нарушения - субмеридионального и субширотного направлений, которые впоследствии (после нижнего миоцена) обновлялись и служили путями для различного гидротермального оруденения.

Зона Известняковой гряды, являвшаяся своеобразным барьером между Кабильскими массивами и Тельской геосинклиалью, представляет собой сложно построенную узкую полосу разновозрастных пород. Развивавшаяся на месте крупной разрывной долгоживущей структуры, зона в общих чертах отражает историю становления расположенной южнее Тельской геосинклинали. Зона сложена древними метаморфизованными сланцами докембрия - (?) и палеозоя, континентальными отложениями перм-триаса, морскими нижнеюрскими известняками и мергелями, меловыми образованиями с перерывом в осадконакоплении в баррем-апте и сеноман-туроне (Flandrin, 1952). Разрез завершают отложения эоцена и олигоценые осадки кабильской фации.

Судя по взаимоотношениям автохтонных образований в герцинском цикле, здесь были проявлены эрийская фаза складчатости в конце готландия, астурийская - на границе карбона и перми. В киммерийском цикле зона испытала восходящие движения, о чем свидетельствует квазиplatformенный чехол перм-триасовых и юрских отложений. Как и на большей части Северного Алжира, в зоне отсутствуют отложения дата-нижнего эоцена. Начало пиренейской фазы отмечено поглубением осадков лютетия и завершением накопления флиша в соседних прогибах. В это же время начинается накопление моласс (Хаин, 1970).

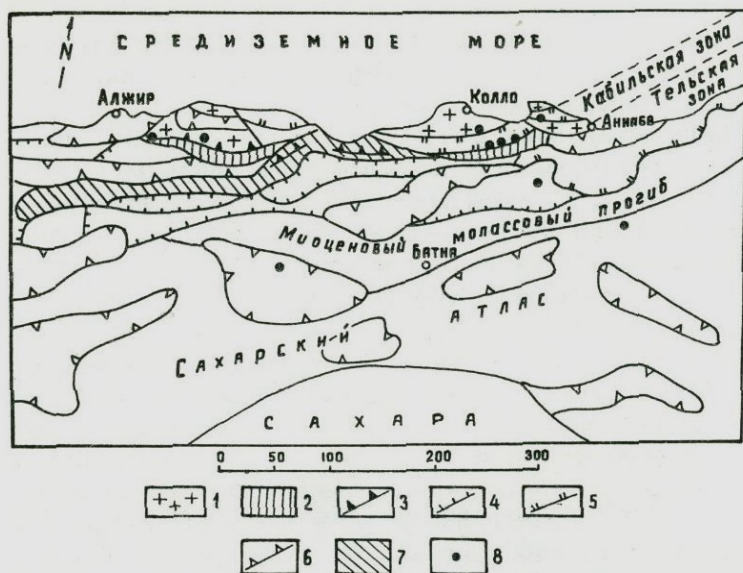


Рис. 4. Тектоническая схема Северного Алжира (по М. Дюран-Дельга, 1967 и А. Кэру, 1972)

1 - выступы рифо-кабийских массивов, сложенных герцинидами, местами перекрытые олигоценовыми и миоценовыми отложениями; аллохтон-меловые и верхнеолигоценовые образования; 2 - зона Известняковой гряды (шовная структура), представленная континентальными образованиями пермо-триаса, известняками лейаса, меловыми и эоценовыми карбонатными породами, олигоценом с кабийскими фациями, находящимися в тектонических взаимоотношениях; 3 - интрательские чешуи меловых пород, залегающие на тельских образованиях; 4 - чешуи аллохтона, образованные из различных структурно-фациальных зон, состоящие, в основном, из меловых и эоценовых образований; 5 - покровы олигоцен-нижнемиоценовых и меловых флишевых образований; 6 - постнадвиговые верхнемиоценовые молассы и плиоцен-четвертичные образования; 7 - Тельский автохтон и паравтохтон, сложенный в основном юрскими, меловыми и палеоценовыми образованиями; 8 - ртутные месторождения.

Образование в Северном Алжире континентальных нумидийских толщ и олигоцена кабийской фации предшествовало савской фазе, когда формировались надвиговые структуры и внедрялись небольшие интрузии гранитов. В это время отдельные секторы зоны служили упором для передвигавшихся с севера масс. В результате опрокидывания складок произошло выкалывание разнородных пластин с последующим их перемещением к северу и сгуживанием вдоль северной периферии зоны (Чехович, Федоровский,

1970). Вдоль южной границы Известняковой гряды прослеживаются аллохтонные апт-альбские образования, которые некоторые исследователи (Kieken, 1962) считают южной фронтальной частью флишевого покрова, другие (Durand Delga, 1955) допускают их перемещение из Тельской геосинклинали. Основной фазой сводово-глыбовых движений, когда происходило заложение вертикальных разрывов, служащих путями для гидротермальных растворов, является аттическая (конец миоцена-поздний сармат). Она сопровождалась накоплением в впадинах грубых моласс, наземным вулканизмом и внедрением гранитных интрузий.

Миогеосинклинальная зона Тельского Атласа сложена эвапоритами триаса с прослоями глинистых мергелей, формирующих диапировые структуры среди более молодых пород. Разрез наращивают нижнеюрские доломиты и известняки, средние и верхнеюрские красноцветные сланцы и известняки, обнажающиеся в ядрах широко вытянутых антиклиналей и меловые флишевые образования (от берриаса до сенона включительно). В отдельных случаях выше сенона отмечают палеоценовые осадки (известняки с кремнием, алевролиты) ипрского яруса и среднего эоцена. Шарьяжные структуры зоны сложены комплексами мела и палеогена, образующими взаимные тектонические перекрытия. Нижнее структурное положение занимает комплекс Пантьевр (Neumann, Vila, 1967) представляющий разрез от сеномана до олигоцена. Почти повсеместно эти отложения находятся в опрокинутах залегании. По пологой субгоризонтальной поверхности на них надвинуты терригенные образования флишевого комплекса Герруш (Durand Delga, 1955, Vila, 1966), нижние части которого датируются титоном, а верхние — сеноманом. Покровы сместились со своего основания в постбурдигальское время.

В зоне Известняковой гряды сосредоточены основные месторождения ртути Северного Алжира. Пликвативные структуры зоны осложнены многочисленными нарушениями. Вдоль некоторых из них происходили вертикальные блоковые перемещения, вдоль других развиты сложно построенные покровы. В качестве характерных примеров месторождений, локализованных в северной части зоны Известняковой гряды, приведены проявления Северо-Нумидийской кулисы (где преобладают месторождения поднадвигового типа), месторождение Джебел-Ахмед в центральной части северного Алжира, и рудопроявление Акелинджа, локализованное в древних образованиях Кабильского массива. Эндогенные проявления Северного Алжира располагаются либо внутри шовной структуры — Известняковой гряды, либо тяготеют к структурам, являющимися, по всей вероятности, дочерними по отношению к ней. Все известные месторождения ртути были сформированы в позднем миоцене, а возможно и в плиоцене. Об этом свидетельствует четкая связь оруденения с нарушениями позднемиоценового возраста, а также находки киновари среди гравелистов нумидийского комплекса.

По структурно-морфологическим признакам в Северо-Нумидийской кулисе выделяются месторождения поднадвигового типа (Мра-Сма, Исмаил, Гениша, Рас-эль-Ма, рудопроявление Шарги и Калаа) и секущие трещинного типа (Зирут-Юсеф и Айн-Лексаб).

В первом случае ртутная минерализация приурочена к зонам поднадвигового дробления, мощность которых достигает местами 20–25 м на наиболее дислоцированных участках (приобретающих форму куполовидных поднятий), осложненных крутопадающими разломами субмеридионального, северо-восточного и северо-западного направлений. Вмещающими оруденение породами являются обычно юрские, меловые и среднеэоценовые отложения, обладающие повышенной пористостью и проницаемостью.

Так, на месторождении Мра-Сма (рис. 5,б) на автохтонные отложения титон-неокомского флиша надвинута чешуя палеозойских метаморфитов, перекрытых, в свою очередь, верхнеэоценовыми (нумидийскими) породами. Между ними и автохтоном зажат блок пород зоны Известняковой гряды, представленный красноцветами пермо-триаса и юрскими известняками. Интенсивное дробление происходило вдоль подошвы метаморфитов, рассматриваемых в качестве основной экранирующей структуры. Брекчии представлены как подстилающими породами пермо-триаса, юры и мела, так и вышележащими сланцами палеозоя. Мощная зона катаклазированных и милонитизированных пород, образующая пологую, вздутую структуру, является рудовмещающей для основной массы ртутных руд. В ней сосредоточена субгоризонтальная рудная залежь, с исключительно высоким содержанием ртути (Твалчрелидзе, 1972), имеющая в плане форму неправильной трапеции. Автохтонный комплекс сброшен в северной части месторождения по крупному близвертикальному разлому (азимут падения 320° , угол $60-75^{\circ}$, вертикальная амплитуда около 80 м), который является основной рудоподводящей структурой. Геохимическое опробование зоны нарушений устанавливает резко повышенное содержание ртути, свинца, цинка и бария (до десятых долей процента), а меди и стронция – в пределах сотых долей процента. Рудоотложение происходило в лежащем боку нарушения, в висячем боку ртутная минерализация практически отсутствует. В южной части месторождения многочисленные мелкие вертикальные нарушения несут барит-полиметаллическую минерализацию с редкими скоплениями киновари, которая наложена на предшествующую минерализацию.

На месторождении Исмаил (рис. 5,а) породы пермо-триаса, мела и среднего эоцена слагают северное крыло антиклинальной складки субширотного простирания. Основной разрывной экранирующей структурой является межформационный надвиг, по которому песчаники и алевролиты верхней пачки среднего эоцена надвинуты на известковистые конгломерато-брекчии более нижних частей разреза среднего эоцена и породы мела, реже

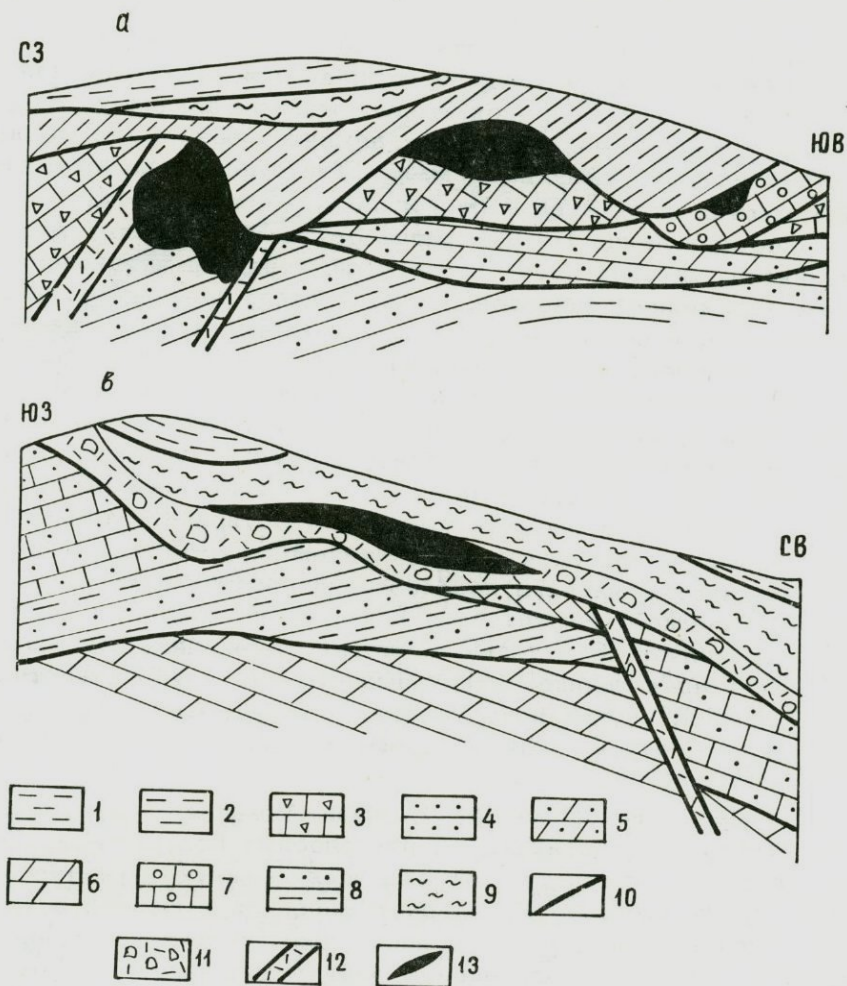


Рис. 5. Схематические разрезы месторождений: а) Исмаил, б) Мра-Сма (по В.И. Тараско и А.Н. Амбокадзе)

1 - глины и алевролиты верхнего олигоцена-аквитана; 2 - конгломератобрекчии с нуммулитами верхнего лютетия-приабона; 3 - песчаники, конгломератобрекчии и известняки танет-ипра; 4 - песчаники, алевролиты, известняки маастрихта; 5 - глинистые известняки неокома; 6 - песчаники и аргиллиты титон-неокома; 7 - известняки с ракушечниками среднего триаса; 8 - аргиллиты и песчаники пермо-триаса; 9 - метаморфизованные сланцы палеозоя; 10 - плоскости надвигов и межформационных срывов; 11 - катаклазированные породы; 12 - крутопадающие разломы; 13 - рудные тела.

пермо-триаса. В северной части месторождения эти породы перекрыты покровом нумидийского комплекса и филлитами палеозоя. Ртутная залежь с высоким содержанием локализуется в интенсивно раздробленных породах лежащего бока межформационного надвига. Максимальных мощностей рудная залежь достигает в местах положительного изгиба его поверхности.

Месторождение Гениша расположено на северном крыле антиклинали, ядерная часть которой сложена сильно дислоцированным отложением палеозоя, пермо-триаса, среднего триаса и нижнего мела, а северное крыло — моноклинально залегающими породами среднего эоцена (рис. 6). Надвинутый нумидийский комплекс, сложенный глинами и песчаниками, а также алевролиты среднего эоцена, образуют в сочетании с автохтонными породами наложенную пологую структуру антиклинального типа, погружающуюся к северо-западу. По крутопадающим разрывам северо-восточного и северо-западного простираний отдельные блоки автохтона приподняты относительно друг друга; в них под поверхностью надвига локализована богатая ртутная залежь. Киноварь замещает цемент песчаников и значительную часть обломков доломитов. В отдельных частях рудоносных зон отмечается локализация свинцово-цинковых рудных тел. Близвертикальные нарушения, внутри которых также отмечаются скопления свинца, цинка, ртути, рассматриваются как подводящие структуры.

Площадь месторождения Джебель-Ахмед представляет пример развития близвертикальных рудоносных зон, а также полого залегающих рудных тел, отражающих сложную структурную обстановку на контакте Кабильских массивов с шовной зоной Известняковой гряды. В непосредственном контакте древние метаморфиты перекрыты олигоценом кабильской фации, на которые вздернуты чешуи мелового флиша и известняки среднего эоцена. Породы Известняковой гряды представлены триасовыми красными породами, тектоническими блоками известняков и доломитов нижней юры, субавтохтонными образованиями среднего и верхнего эоцена. Тектонической границей зоны служат вертикальные широтные нарушения, к одному из которых приурочены ртутные тела (рис. 7). По нарушению южный блок взброшен по отношению к северному. В северном блоке наблюдается фрагмент надвиговой структуры, состоящий из чешуй разновозрастных пород. В местах пересечения меридиональных трещин с субширотными нарушениями в песчаниках отмечается концентрация киновари в виде ветвящихся прожилков, вкрапленности в песчаниках и корочек на барите вдоль трещин, оперяющих меридиональные разрывы.

В западной части месторождения пологая залежь ртутных руд приурочена к межформационному пологому нарушению на контакте песчаных доломитов с аргиллитами, песчаниками и гра-

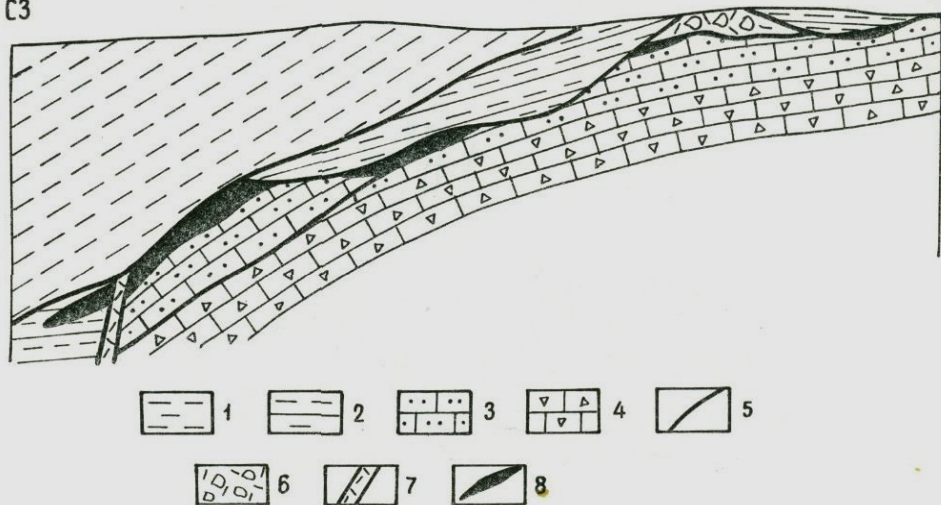


Рис. 6. Схематический разрез месторождения Гениша (по И.Н. Титову)

- 1 - глины и алевролиты верхнего олигоцена-аквитана; 2 - конгломератобрекчии с нуммулитами верхнего лютетия-приабона;
 3 - кварцевые песчаники и гравелиты ипра; 4 - песчаники, конгломератобрекчии и известняки танет-ипра; 5 - плоскости надвигов и межформационных срывов; 6 - катаклазированные породы;
 7 - крутопадающие разломы; 8 - рудные тела.

олитами среднего эоцена (рис. 8). Киноварь концентрируется в цементе брекчий известняков, песчаников и мергелистых алевролитов. На юге ртутная минерализация ограничивается крупным нарушением падающим на юг, в которое вовлечен тектонический клин филлитов палеозоя. Вероятно, последний следует рассматривать как рудовыводящую структуру, а вертикальные нарушения с баритом как рудораспределяющие.

Небольшие по размерам месторождения трещинного типа известны внутри выступов кабилид в центральной части Северного Алжира. Одной из таких зон является вытянутая в северо-северо-восточном направлении ртутоносная кулиса Энза-Акелинджа. В позднекайнозойское время в период усиления вертикальных движений она была рассечена сетью близвертикальных нарушений в основном северо-восточного простирания. Современная структура рудопроявления Акелинджа представляется в виде отдельных блоков. Нарушения северо-восточного направления, ограничивающие блоки, сопровождаются системой параллельных им трещин, разрывами северо-западного (320°) простирания, которые проявлены в дайковых телах гранитоидов, а в филлитах затухают. Эти трещины, развивавшиеся вдоль разломов северо-восточного простирания, в совокупности определяют пространственное размещение ртутной минерализации внутри даек гранитоидов.

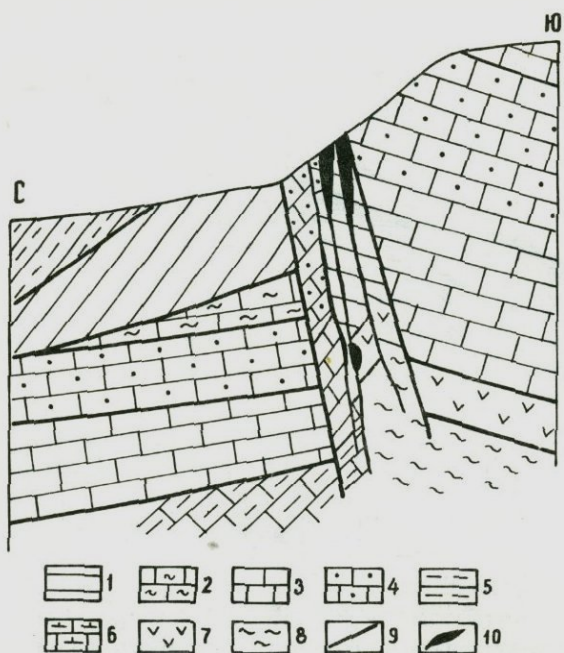


Рис. 7. Схематический разрез центральной части месторождения Джебель-Ахмед (по С.А. Кекелия)

1 - мергели верхнего олигоцена (нумидий с кабийскими фациями); 2 - мергели и песчаники верхнего эоцена; 3 - известняки среднего эоцена; 4 - известковистые песчаники среднего эоцена; 5 - мергелистые песчаники и алевролиты нижнего мела; 6 - известняки нижней юры; 7 - красноцветы триаса; 8 - филлитовидные сланцы палеозоя; 9 - разрывные нарушения; 10 - рудные тела.

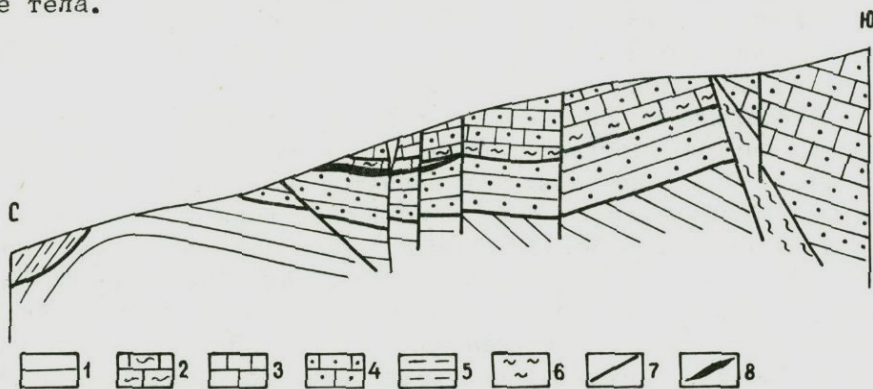


Рис. 8. Схематический разрез западной части месторождения Джебель-Ахмед (по С.А. Кекелия)

Условные обозначения те же, что на рис. 7.

В местах пересечения их с блоками гранитоидов, зажатых между пластичными филлитовыми сланцами, концентрируется киновань. (рис. 9).

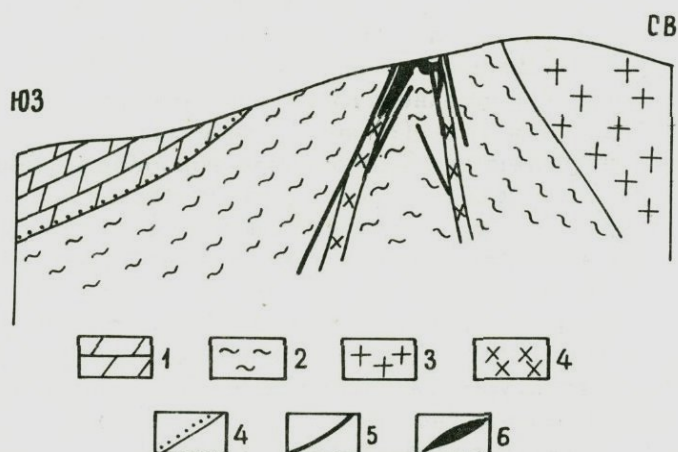


Рис. 9. Схематический разрез рудопроявления Акелинджа (по С.А. Кекелия)

1 - мергели верхнего мела; 2 - метаморфизованные сланцы палеозоя; 3 - гранито-гнейсы; 4 - дайковые тела гранитоидов; 5 - трансгрессивное залегание; 6 - разрывные нарушения; 7 - рудные тела.

Заключение

В охарактеризованных складчатых сооружениях Средиземноморского пояса выявляются некоторые существенные различия в структурах, связанных с особыми условиями тектонической обстановки в геосинклинальной и последующей орогенной стадиях. В Атласе, судя по небольшим мощностям флишевых отложений, по сравнению с Большим Кавказом, вертикальные нисходящие движения вначале были незначительными. В орогенном этапе на Большом Кавказе вертикальная составляющая восходящих движений преобладает над горизонтальной, в Атласе ведущая роль принадлежит горизонтальным усилиям. В конце эоцена, перед началом орогенного этапа, в флишевых прогибах на Большом Кавказе формируется интенсивная вертикальная складчатость, в то время, как в Атласе интенсивность германотипной складчатости незначительная.

В савскую фазу в Северном Алжире горизонтальные перемещения привели к надвиганию различных комплексов пород друг на друга, создавая своеобразные чешуйчато-надвиговые зоны. В местах перекрытия покровами структурных элементов шовных зон создавались наиболее благоприятные условия для максимальных концентраций руд при отчетливо выраженном сланцевом экране.

Перед рудоотложением, в аттическую фазу антиклинорные зоны испытывали вертикальные восходящие движения, а шовные, как правило, унаследованные от ранних этапов развития провинций, — растяжения с проявлением вдоль них корового (кислого) магматизма. Роданская фаза (средний плиоцен), вероятно, отвечающая времени интенсивных процессов горообразования, растяжения шовных зон и складчатости в кайнозойских депрессиях, соответствует времени формирования большей части ртутных месторождений. Об этом свидетельствуют данные в районах распространения ртутной минерализации, где близвертикальные рудоводящие и рудораспределяющие нарушения были осложнены к концу позднеорогенной стадии. Они на отдельных площадях осложняют покровные структуры Северного Алжира и смещают поднадвиговые позднемиоценовые молассы. Специфические особенности разрывных структур предопределили развитие в Северном Алжире месторождений поднадвигового, а на Большом Кавказе — трещинного типа. Месторождения поднадвигового типа размещены в блоковых поднятиях автохтона шовных зон, перекрытых аллохтонными чешуями. В них преобладают субгоризонтальные рудные тела, размеры которых зависят от куполовидных вздутий покровных структур. Месторождения трещинного типа приурочиваются к антиклинальным поднятиям шовных зон. Месторождения, в основном, локализованы на крыльях и в сводовых частях антиклиналей изоклиналильного строения и на пересечении разрывов общекавказского направления с близвертикальными поперечными. Трещинный тип характеризуется большим вертикальным размахом оруденения, а максимальные концентрации ртути (резко уступающие таковым в месторождениях поднадвигового типа), определяются морфологией трещинных зон и физико-механическими свойствами нарушенных пород.

Анализ размещения ртутной минерализации на Большом Кавказе показывает отсутствие во внешних шовных зонах благоприятных структур для весьма крупных концентраций ртути, столь характерных для Северного Алжира. Исключением является слабо изученная в отношении ртутоносности зона краевых дислокаций, обладающая сходными чертами структурного развития с зоной Известняковой гряды Северного Алжира и занимающая аналогичную тектоническую позицию.

ЛИТЕРАТУРА

- Гамкрелидзе П.Д. Основные черты тектонического строения Кавказа. "Геотектоника", № 3, 1966.
- Милановский Е.Е., Хаин В.Е. Геологическое строение Кавказа. "Очерки регион. геол. СССР", вып. 3, МГУ, 1963.
- Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М., Изд-во "Недра", 1968.
- Надирадзе В.Р., Цагарели А.Л. О глубине формирования эндогенных месторождений сурьмяно-ртутно-мышьяковой формации Большого Кавказа. Сообщ. АН ГССР, 68, № 3, 1972.
- Обуэн Ж. Геосинклинали. М., Изд-во "Мир", 1967.
- Рубинштейн М.М. Аргоновый метод в применении к некоторым вопросам региональной геологии. Тр. геол. ин-та АН ГССР, нов. сер., вып. 11, 1967.
- Твалчрелидзе Г.А. Рудные провинции мира (Средиземноморский пояс). М., Изд-во "Недра", 1972.
- Тольманн А. Покровные структуры в Средиземноморском орогене со специальным обзором строения Балканских гор. Изв. геол. ин-та. Сер. геотект., стратигр., металлог. № 17, 1968.
- Фор-Мюре А., Шубер Ю. Принципы изображения альпийских складчатых зон на международной тектонической карте Африки в масштабе 1:500 000. "Геотектоника", № 4, 1966.
- Хаин В.Е. Условия заложения и основные этапы развития Средиземноморского геосинклинального пояса. "Вест. Москов. ун-та, сер. 1У, геол.", № 2, 1970.
- Чехович В.Д., Федоровский В.А. Тектоника северо-восточного Алжира. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 4, 1970.
- Caire A. Chaines alpines de la Mediterranee centrale

(Algerie et Tunisie septentrionale, Sicile, Calabre et Appennin meridional). Tectonique de l'Afrique (sciences de la terre, 6). UNESCO, 1972.

- Durand Delga M. Etude geologique de l'Ouest de la chaîne Humigique. "Bull. serv. Cart geol. Algérie", 1955.
- Durand Delga M. Structure and geology of the Northeast Atlas Montains. "Quid - Book to the geology and history of Tunisia". (Petr. Explor. Soc. Libya, 9 th. Annual Field Conf., 1967, p. 59-83, Tripoli, Lib.).
- Flandrin Y. La chaîne de Djurdjura. Monographies regionales, 1^{re} série, Algérie, N 12, 1952.
- Kieken M. Esquisse tectonique de l'Algérie (Algérie du Nord). "Bull. serv. Cart géol. Algérie", 1962.
- Leikine M. Traits principaux de la tectonique post-nappe dans le Babor occidentaux (région de Bougie, Algérie). "Bull. Soc. géol. France", 1968 (1969), 10; N 2.
- Neumann M., Vila Y.-M. Analyse stratigraphique et structurale du flysch Penthièvre (Nord du Constantinois, Algérie). "Bull. Soc. géol. France, 7^e série t. x. p. 401-409, 1967.
- Vila Y.-M. Sur la présence d'un flysch allochtone tithonique et Néocomien dans la région située entre Bône et Quelma (Est de la Chaîne Numidique, Algérie). "Extr. du C.R. Soc. géol. de France.", 1966, p. 232.

В.Б. Черницын, А.В. Нетреба, В.И. Радько, А.Я. Месечко, А.И. Бобовникова

РТУТНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОДАХ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

В пределах металлогенической провинции Большого Кавказа широко распространено ртутное оруденение, принадлежащее к монометальной и сурьмяно-ртутно-мышьяковой рудным формациям. Ртутные месторождения и рудопоявления концентрируются здесь в пределах двух поясов Северного и Южного, контролируемых системами глубинных разломов. Этими же структурами обычно определяется положение разновозрастных массивов магматических пород — на южном склоне — кислых и основных, на северном — ультраосновных, щелочных и кислых. Считается, что наиболее значительные месторождения и рудопоявления, представляющие практический интерес, залегают на Северном-Кавказе в осадочных породах нижнемелового, юрского и пермского возрастов и в отдельных случаях — в эффузивных образованиях. В соответствии с этими взглядами направляются поиски и разведки ртутных месторождений.

Однако, как показывает региональный металлогенический анализ (Черницын и др. 1971) и открытия последних лет, для Большого Кавказа характерны монометальные ртутные месторождения, приуроченные к одномассовым поясам. К таким относятся Заканское, балки Оленьей, Шахан-Хамыщская площадь и Суарыкское проявления (рис. 1). Кроме того, в ряде случаев шлиховые ореолы пространственно сближены с ультраосновными породами (Таллы-Кол). Незначительные размеры, малые содержания ртути, приуроченность оруденения не к ультрабазитам, а только в районах их распространения, служили основанием для отрицательной их оценки.

Между тем к ртутным месторождениям ассоциирующимся с ультраосновными породами, часто принадлежат крупные промышленные объекты. Так ртутные месторождения в лиственитах известны на Северо-Востоке СССР, Алтае, Казахстане, (Кузнецов, 1970), в южном Тянь-Шане (Жариков, Никифоров, 1962), в Туве (Кузнецов, 1968), на Малом Кавказе (Насибов, Зейналов и др., 1965). К ним относятся Нью-Альмаден и Нью-Идрия в США (Смирнов, 1961).

Наличие ртутной минерализации на участках распространения ультраосновных пород было установлено на Северном Ка-

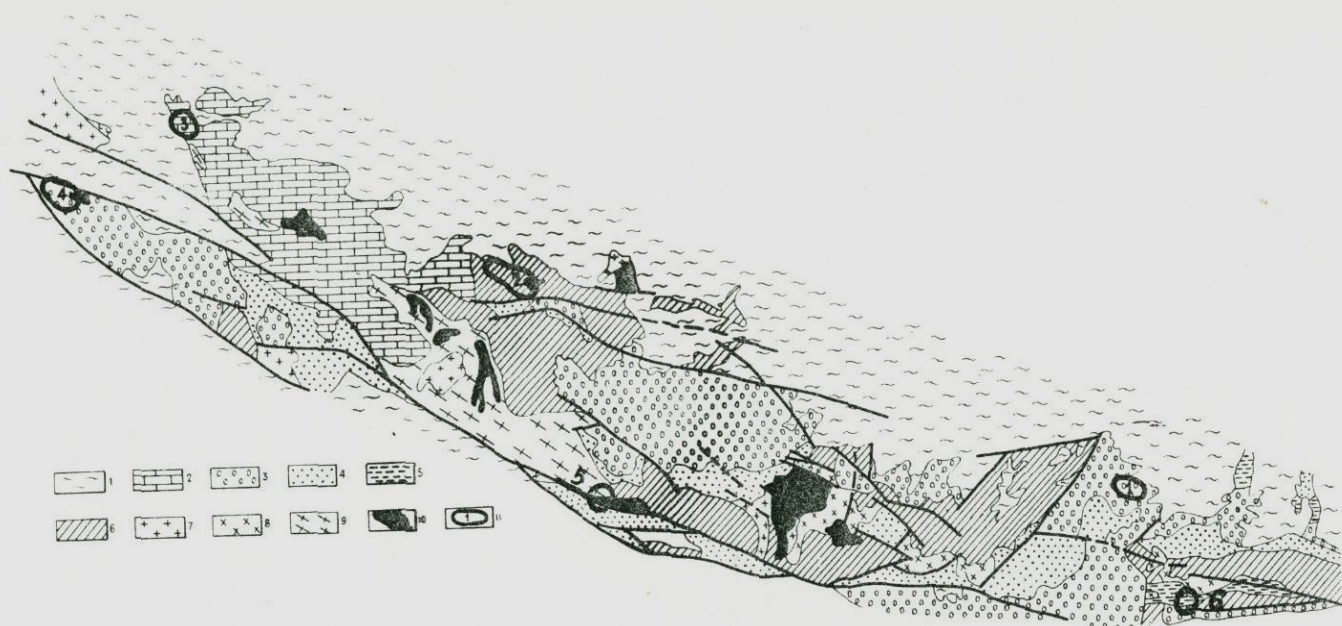


Рис. 1. Схема размещения ртутных проявлений в зоне Передового хребта.

1 - нижняя и средняя юра (песчаники, алевролиты); 2 - триас (известняки); 3 - пермь (конгломераты, песчаники, вулканогены); 4 - средний и верхний карбон (конгломераты, песчаники, вулканогены); 5 - нижний карбон (песчаники, вулканогены); 6 - девон (вулканогенно-терригенные образования); 7 - палеозой (граниты); 8 - нижний карбон (вулканогенно-плутонический комплекс пород среднего состава); 9 - докембрий (кристаллические сланцы); 10 - серпентиниты; 11 - участки проявления ртутной минерализации (1 - Кишкитский, 2 - ур. Котел, 3 - Мамрюкский, 4 - Шахан-Хамышкинский, 5 - Заканский, 6. - Кол-Су).

вказе в 1961 К.В. Платоновым в бассейне р. Белой, в 1964г. - в урочище Котел (В.Ф.Сидоренко) и на Шаханской площади в 1966 г. (В.В. Гриценко). В настоящее время обнаружено новое Заканское рудопроявление, краткая характеристика которого приводится ниже.

Рудопроявление Закан расположено в бассейне р. Лаба, в пределах Пшекиш-Тырныузской шовной зоны. Район рудопроявления имеет блоковую структуру. В северном, приподнятом блоке обнажаются кристаллические сланцы докембрия, конгломераты карбона и прорывающие их серпентиниты и сиенито-диориты (рис. 2). Южный, опущенный блок сложен аргиллитами и пес-

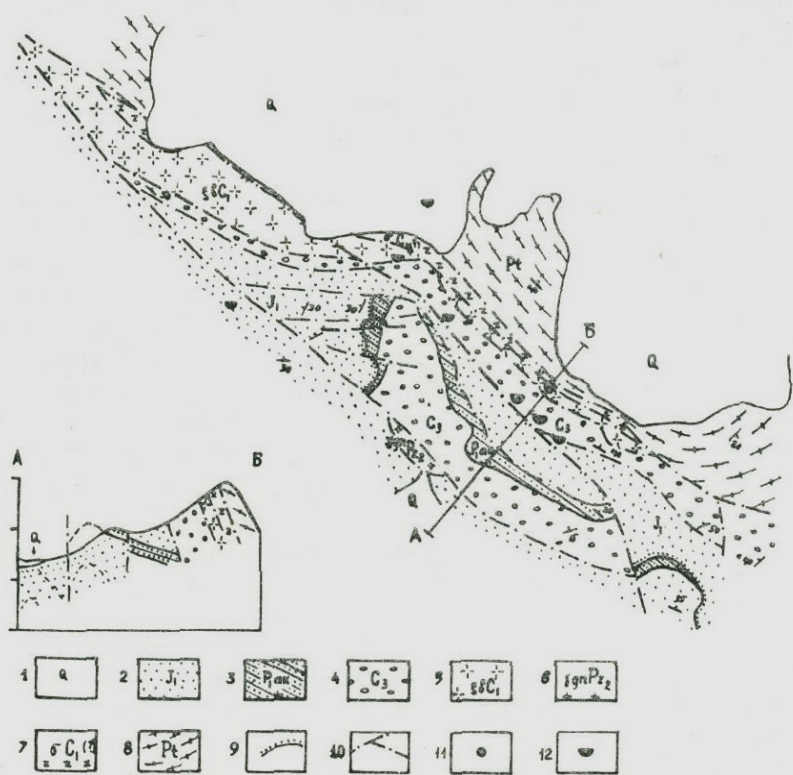


Рис. 2. Схематическая геологическая карта района Заканского ртутного проявления (геологическая основа по И.И. Грекову).

1 - четвертичные отложения; 2 - лейас (песчаники, алевролиты, аргиллиты); 3 - аксаутская свита нижней перми (?) (песчаники, алевролиты, доломиты); 4 - верхний карбон (конгломераты, песчаники); 5 - сиенито-диориты; 6 - гранито-гнейсы; 7 - серпентиниты; 8 - кристаллические сланцы; 9 - несогласный стратиграфический контакт; 10 - разрывы; 11 - ртутное рудопроявление Закан; 12 - места находок шлиховой киновари (до 10 знаков).

чанниками юрского возраста, а так же грубообломочными пермскими красноцветами. Серпентиниты, сопровождающие их листвениты и сиенито-диориты приурочены к разлому и прослеживаются в районе узкой (от 60 до 500 м) полосой протяженностью в несколько километров.

Участок рудопроявления Закан сложен кристаллическими сланцами докембрия, конгломератами верхнекарбонного возраста, серпентинитами, лиственитами и сиенито-диоритами. Кристаллические сланцы представлены кварц-палеовишнато-мусковитовыми разностями, переслаивающимися с подчиненными им прослоями амфиболитов. Толща верхнего карбона сложена крупногалечными конгломератами с прослоями гравелитов, песчаников и алевролитов.

В центральной части участка в виде полосы шириной до 150 м, вытянутой в общекавказском направлении, обнажаются серпентиниты и прорывающие их сиенито-диориты каменноугольного возраста. Серпентиниты на 65-90% состоят из антигорита с размером волокон 0,1 - 0,4 мм, 5-8% карбоната (доломита, анкерита), 1/4% рудного минерала, до 1% хлорита и 1-2% слюдки. Кроме бесцветного антигорита, в породе встречается его буроватая разновидность. Располагаясь в форме прожилов, она обуславливает брекчиевидную текстуру породы. В серпентинитах встречаются карбонатные прожилки с хлоритовыми оторочками и вытянутые агрегаты криптозернистого халцедоновидного кварца, находящиеся в стростках с чешуйками зеленой слюдки. Рудный минерал присутствует в породе в виде рассеянной вкрапленности и реже - в форме удлинённых скоплений в местах развития вторичных минералов.

Сиенито-диориты Закана имеют порфировидную и брекчиевидную структуру и сложены плагиоклазами (20-50%), калиевым полевым шпатом (18-55%), амфиболом (до 1%), хлоритом (30-35%), эпидотцоизитом (4-5%). В большинстве шлифов наблюдаются гидротермальные изменения. Повышенное количество темноцветных минералов позволяет относить породу к сиенито-диоритам.

Контакт между сиенито-диоритами и серпентинитами осложнен тектоническим нарушением, проявленным зоной брекчированных пород. В северо-западной части этой зоны отмечаются брекчиевидные, местами грубо разлистованные листвениты мощностью 4-10 м, прослеживающиеся на расстоянии около 200 м. Среди сиенито-диоритов иногда отмечаются небольшие (до 5-х 20 м) ксенолиты серпентинитов. С юга и севера сиенито-диориты магматически активно контактируют с верхнекаменно-угольными конгломератами и нижнекаменноугольными серпентинитами. Эти контакты осложнены тектоническими нарушениями.

Серпентиниты, залегающие между сиенито-диоритами и

докембрийскими кристаллическими сланцами, в зонах контактов раздроблены, брекчированы и гидротермально переработаны в листвениты. Мощность лиственитов и лиственитизированных пород у северного и южного контактов массива серпентинитов соответственно составляет 15–35 м и 5 м; прослеженная их длина равна 500 и 200 м.

Листвениты лежачего бока серпентинитового массива состоят из карбонатов (доломит+анкерит 45–85%), халцедоновидного и обычного кварца (12–45%), зеленой слюдки (1–9%), рудного минерала, гидроокислов железа и киновари. Структура породы гетерогранобластовая, текстура брекчиевидная.

Карбонаты наблюдаются в виде микрозернистых агрегатов, часто слагающих отдельные участки пород. Кроме того, они иногда образуют прожилки с размерами отдельных зерен 0,01–0,02 мм, имеющих параллельно-пластинчатое строение. Кварц представлен криптозернистыми агрегатами или образует прожилково-пятнистые обособления; размер его зерен колеблется от 0,001 до 0,1 мм. Зеленая слюдка отмечается в тонких сростках с кварцем и карбонатом, а также в форме микрочешуйчатого агрегата бледнозеленой окраски и является, по-видимому, гидрослюдой мусковитового ряда. Рудный минерал слагает неправильные трещиноватые и корродированные зерна, частично замещенные гидроокислами железа.

Киноварь в лиственитах встречается в виде микрозернистых агрегатов, зачастую самостоятельно, иногда совместно с рудными минералами или с карбонатом. Листвениты, локализованные в висячем боку серпентинитового массива, несколько отличаются от вышеописанных соотношением составляющих их компонентов и характером их распределения в породе.

Структура Заканского рудопроявления проста. Все перечисленные типы пород слагают несколько параллельных пластин, падающих на северо-восток и разделенных дизъюнктивными нарушениями (рис. 3). Основное направление разрывов северо-западное, реже – субмеридиальное. В зонах нарушений северо-западного простирания породы брекчированы, осветлены, заохрены и часто рассечены многочисленными беспорядочно-ориентированными прожилками кальцита, барита и кварца.

Гораздо слабее проявлены нарушения субмеридиального простирания. К ним относятся, так наз. Сульфидный разлом, расположенный на восточном фланге участка; он представлен вертикально залегающей зоной повышенной трещиноватости протяженностью около 100 м и мощностью до 10–15 м, секущей сиенито-диориты и затухающей за его пределами (рис. 3). В этой зоне породы интенсивно хлоритизированы, гематизированы и рассечены прожилками барита, кальцита, кварца, пирита и халькопирита длиной до 2 м. К крутопадающим трещинам, оперяющим Сульфидный разлом с юго-востока и северо-запада, приурочены

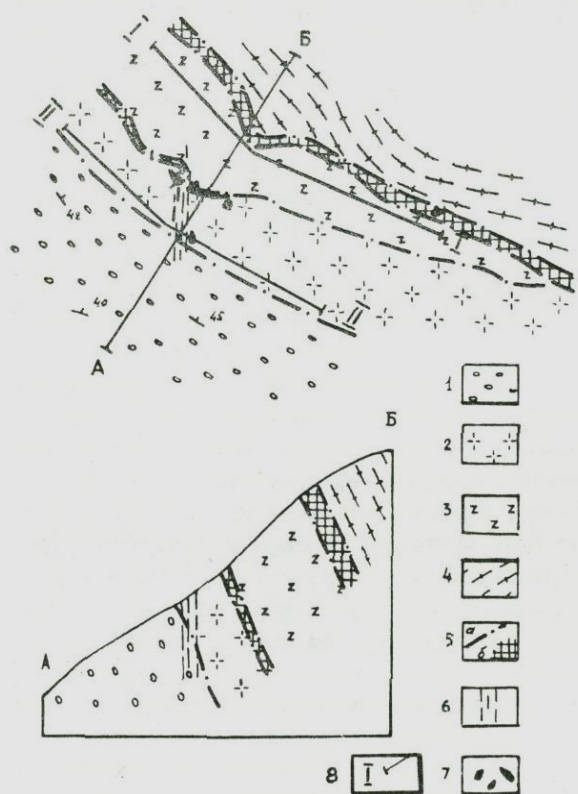


Рис. 3. Схема строения ртутного рудопроявления Закан.
 1 - конгломераты и песчаники верхнего карбона; 2 - сиенито-диориты; 3 - серпентиниты; 4 - кристаллические сланцы; 5 - а) тектонические контакты, б) листвениты; 6 - зона повышенной трещиноватости (Сульфидный разлом); 7 - ртутное оруденение; 8 - профили литогеохимического опробования коренных пород.

кварц/баритовые с киноварью прожилки.

Пликативные дислокации на обследованной площади проявлены слабо и выразились в смятии в пологие складки осадочных и метаморфических пород верхнего карбона и докембрия.

Коренное ртутное оруденение на территории рудопроявления зафиксировано в пяти пунктах, три из которых расположены в сиенито-диоритах и два - в лиственитах. Ртутное оруденение в сиенито-диоритах локализовано в системе субмеридиональных

крутопадающих трещин, оперяющих Сульфидный разлом.

Первый рудный выход находится вблизи контакта сиенито-диоритов с верхнекаменноугольными конгломератами. (рис. 3). Здесь наблюдается серия трещин, оперяющих Сульфидный разлом с юго-востока и сопровождающихся кварц-киноварной минерализацией, иногда в сочетании с кварц-халькопиритовой и пиритовой. Ширина рудоносной зоны с видимой минерализацией киновари около 2,0 м, длина по простиранию 5,0 м. Содержание ртути в зоне 0,2%.

Второй рудный выход находится в 40 м выше первого, вблизи контакта сиенито-диоритов с серпентинитами. Здесь рудоносные трещины образуют прожилковую зону мощностью 5,0 м, прослеживающуюся по простиранию на расстоянии 4,0-5,0 м. Трещины, отстоящие одна от другой на единицы и первые десятки сантиметров, заполнены молочно-белым баритом, в котором содержится киноварь. Концентрация ртути в пределах зоны колеблется от 0,025 до 0,576%, при средневзвешенном значении 0,16% на мощность 5,0 м.

Третий рудный выход расположен в 35 м к востоку от второго и приурочен к лиственитам, развитым в лежащем боку серпентинитового массива, на контакте последнего с сиенито-диоритами. Киноварь сопутствует здесь крутым трещинам оперения Сульфидного разлома. Киноварь присутствует в виде тонкой рассеянной вкрапленности по всему объему породы, что свидетельствует об одновременности лиственитизации и рудоотложения. Минерализованная зона не имеет четких границ: ее примерная площадь 3,0х3,0 м. Содержание ртути 0,022-0,044%.

Четвертый пункт, где отмечена киноварь в коренном залегании, находится в 60 м к востоку от Сульфидного разлома, киноварь приурочена к локальной трещине в сиенито-диоритах. Спорадическая вкрапленность киновари также отмечена в лиственитах, развитых в висячем боку массива серпентинитов, на контакте с метаморфическими сланцами докембрия, в 200-250 м. к востоку от Сульфидного разлома (пятый рудный выход). Содержание ртути по двум пересечениям лиственитов 0,002-0,01% при средней мощности лиственитового тела 23 м и протяженности оруденелой его части около 70 м. Спектрально в массиве сиенито-диоритов, установлены содержания ртути (до 0,006-0,01%) на участке, расположенном в 120 м к юго-востоку от зоны Сульфидного разлома (рис. 4). Широкое распространение киновари на рудопоявлении Закан свидетельствуется также данными шлихового опробования.

Минералогия Заканских руд проста. Главными минералами являются: киноварь, кварц, барит и хлорит; второстепенными - пирит, халькопирит, миллерит, галенит и кальцит. Основными парагенетическими ассоциациями являются: 1) киноварь-пирит-халькопирит-кварцевая, 2) киноварь-кварц-баритовая, 3) киноварь-

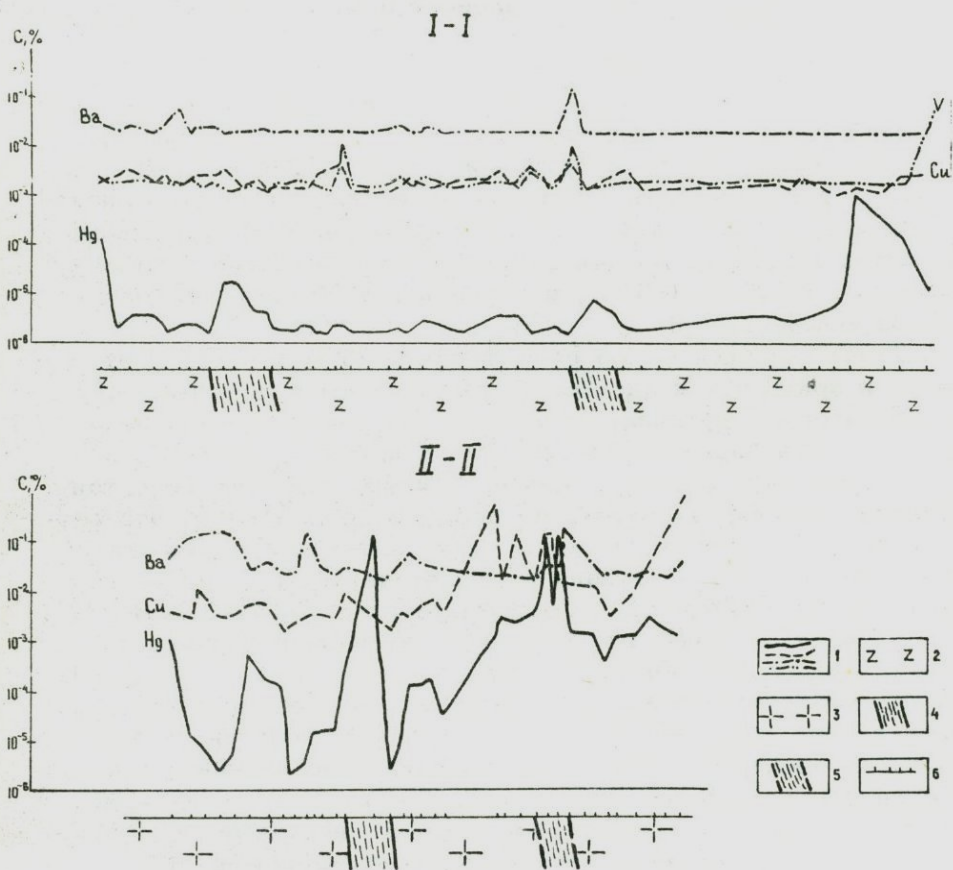


Рис. 4. - Профили литогеохимического опробования коренных пород Заканского проявления ртути.

1 - кривые содержания некоторых химических элементов; 2 - серпентиниты; 3 - сиенито-диориты; 4 - зона Сульфидного разлома; 5 - предполагаемые нарушения; 6 - места отбора проб.

ная в лиственитах.

1. Киноварь-пирит-халькопирит-кварцевая ассоциация характерна для рудных прожилков в хлоритизированных сиенито-диоритах и рассеянной вкрапленности в зальбандах этих прожилков. Эта ассоциация наиболее характерна для первого рудного выхода, где рудные прожилки, иногда друзового строения пересекают сиенито-диориты в различных направлениях. Киноварь в прожилках образует гнезда и линзообразные скопления аллотриоморфно-зернистой структуры. С кварцем, иногда заключенным в этих скоплениях, она имеет коррозионные границы. В этих же прожилках встречается пирит и редко-халькопирит. Первым среди минералов ассоциации выделялся сливной кварц с пиритом и халькопиритом, затем друзовый кварц, на кристаллах которого позднее отложилась киноварь. В зальбанды прожилков киноварь проникает по тончайшим трещинам, где нет других гидротермальных минералов. В этом случае киноварь преимущественно локализуется в хлоритах и реже - в полевых шпатах. Уровень содержания ртути в них, установленный анализом мономинеральных фракций, оказался одинаковым и равен 0,01%.

2. Киноварь-кварц-баритовая ассоциация характерна для второго рудного выхода, в котором сконцентрированы наиболее богатые руды. Баритовые прожилки с кварцем и киноварью локализируются в сиенито-диоритах и приурочены к зоне параллельных минерализованных трещин с крутым падением и северо-западным простиранием. Мощность барит-кварц-киноварных прожилков составляет от 0,5-1,0 до 4,0-6,0 мм. Киноварь сосредоточена у контактов прожилков с сиенито-диоритами, а барит и кварц составляют центральные части. Рассеянная киноварь встречается в барите и кварце. Даже в макроскопически чистых от примесей баритах установлено 0,2% ртути. Эти данные позволяют предполагать одновременное выпадение барита и киновари. На этом участке встречаются близвертикальные минерализованные трещины с азимутом простирания 110° , включающие друзовый кварц с киноварью и гематитом и не содержащие барита. Киноварь, ассоциирующая с баритом, более крупнозерниста, чем киноварь с кварцем и тем более - чем в лиственитах. Однако, во всех случаях ее выделения аллотриоморфнозернисты, а цвет, отражательная способность, внутренние рефлексы - одинаковы. Вокруг киноварь-кварц-баритовых прожилков на расстоянии до 10 см рассеяны мелкие вкрапленники киновари, насыщенность породы которыми зависит от густоты прожилков.

3. Вкрапленная киноварная минерализация в лиственитах в отличие от первых двух ассоциаций характеризуется тонким проникновением во вмещающую породу. Зерна киновари имеют здесь размеры порядка 0,002-0,003 мм. Они образуют небольшие скопления, придавая этим участкам розовый оттенок. Киноварь локализуется в кварце и в карбонатах, не обнаруживая какой-либо избирательности. С ней ассоциируют гетит и гидроге-

тит, замещающие пирит. Подобно киновари они образуют сгустки мелких вкрапленников в кварц-карбонатной породе. В листовниках редко встречается миллерит, иногда совместно с линнеитом (?), и в значительном количестве — сагенит. Присутствие небольших количеств тонкорассеянной киновари характерно для листовнитизированных серпентинитов, но в относительно свежих серпентинитах ее не наблюдается.

Описанные взаимоотношения минералов в рудах Закана позволяют говорить о том, что наиболее ранним гидротермальным минералом является хлорит, Гидротермальные растворы при взаимодействии с серпентинитами вызывали их листовнитизацию. Позже, совместно с халькопиритом и пиритом выделялся сливной кварц прожилков, и затем, отлагались барит и друзовый кварц. Киноварь начала выделяться со сливным кварцем, но максимальные ее количества отлагались одновременно с баритом и друзовым кварцем. Характер распределения и форма выделения киновари в различных породах говорят об одновременности оруденения и листовнитизации. Ореолами ртути зафиксировано продолжение зоны Сульфидного разлома в серпентинитах, где возможно оборудование новых рудных участков.

В связи с обнаружением Заканского рудопроявления возрастает интерес и к находкам киновари в кварц-карбонатных породах, серпентинитах в районах их развития, на которые ранее не обращалось внимание. К их числу относятся проявления балки Оленьей, Шахан-Хамышкинского района и Приэльбрусья.

Минерализованная точка балки Оленьей вместе с другими проявлениями урочища Котел расположена у северной окраины зоны Передового хребта, в зоне влияния глубинного Северного разлома, служащего южным ограничением Бечасынской структурно-фациальной зоны. Она локализована в листовниках, обрамляющих серпентинитовый массив, в зоне тектонического контакта с филлитовидными сланцами девонского возраста. Мощность листовниковой оторочки 25 м, прослеженная длина 0,5 км. Киноварь в виде мелких жилок и примазок локализуется в двух разнонаправленных трещиноватых зонах. Содержание ртути составляет сотые доли процента.

Шахан-Хамышкинская ртутоносная площадь приурочена к северо-западному погружению герцинской геосинклинали Передового хребта, располагаясь в блоке, ограниченном крупными Хамышкинским и Шаханским разломами. Здесь листовники и подобные им породы зафиксированы на шести участках; Лагерном, Б. Бугаева, Б. Станкевича, Б. Известковой, Верхнем, Дорожном. В большинстве случаев листовники содержат киноварь. На рудопроявлении Лагерном примазки и кристаллики киновари обнаружены в трещине, секущей серпентиниты. В трещиноватой зоне породы сильно окварцованы, лимонитизированы, содержат про-

жилки барита и диккита. Содержание ртути составляет тысячные доли процента. В балке Известковой вкрапленники киновари наблюдаются в баритовом цементе брекчированных серпентинитов у контакта с гранитами. В балках Станкевича и Бугаева она ассоциируется с пиритом, локализуясь в лиственитизированных серпентинитах, вблизи их контакта с песчаниками юрского возраста.

Киноварь в лиственитоподобных породах известна и на восточном погружении кристаллического ядра Большого Кавказа — в Приэльбрусье.

Здесь, в верхней части бассейна р. Гижгит, в зоне глубинного Пшекиш-Тырныаузского разлома известно рудопоявление Суарык, локализованное в зоне контакта лиственитизированных серпентинитов и филлитовидных сланцев девона. Ртутная минерализация приурочена к брекчии кварцево-гематитовых пород с кварц-карбонатным цементом и прослежена в отдельных точках вдоль контакта на 1,5 км. Содержание ртути не превышает здесь 0,015%. Вместе с киноварью встречаются пирит-хромит, очень редко-халькопирит и шеелит.

Кроме пунктов, где ртутная минерализация в ассоциации с серпентинитами встречается в коренном залегании, на Северном Кавказе известны шлиховые ореолы киновари, тяготеющие к ультраосновным массивам.

В ы в о д ы

1. Кроме ртутного оруденения, залегающего в осадочных породах и эффузивах, для Большого Кавказа характерна ассоциация ртутной минерализации с ультраосновными породами и продуктами их изменения.

2. Рудопоявления ртути Северного Кавказа, ассоциирующиеся с ультрабазитами, принадлежат к ртутной монометальной рудной формации.

3. Структурные условия локализации оруденения в офиолитовых зонах разнообразны, но в большинстве случаев наиболее благоприятными являются лиственитизированные контакты ультраосновных пород с осадочными толщами.

4. Рудопоявление Закан заслуживает дальнейшего изучения. Перспективной является вся полоса развития щелочных и ультраосновных пород на восточном и западном берегах р. Б. Лабы.

5. На Северном Кавказе необходимо довести дальнейшие поиски новых месторождений ртути, связанных с ультраосновными породами.

ЛИТЕРАТУРА

- Жариков М.Г., Никифоров Н.А. - Некоторые закономерности размещения ртутного оруденения в зонах лиственитизации Южной Ферганы. *Узбекский геол. журн.*, № 4, 1963.
- Кузнецов В.А. - Основные проблемы металлогении ртути. Сб. "Вопросы металлогении ртути", изд. "Наука", М., 1968.
- Кузнецов В.А. - Ртутные провинции СССР. *Геол. рудн. месторожд.*, № 1, 1970.
- Насибов Т.Н., Зейналов Ф.И., Мамедов У.Г. - Новое ртутное рудное поле в пределах Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа. *Докл. АН Азерб. ССР*, т. 21, № 8, 1965.
- Никифоров Н.А. - Пористость некоторых горных пород в разных геолого-структурных условиях и ее влияние на размещение ртутного оруденения. Кн. "Физико-мех. св-ва горн. пор. верх. части земной коры", изд. "Наука", М., 1968.
- Смирнов В.И., Рыженко Л.М. - Некоторые особенности образования и размещения ртутных месторождений. *Законом размещ. пол. ископ.*, т. 1, № 9, 1958.
- Смирнов В.И. - О некоторых рудных месторождениях США. *Геол. рудн. м-ний*, № 4, 1961.
- Черницын В.Б., Андрушук В.Л., Рубцов Н.Ф., - Металлогенические зоны Центрального и Северо-Западного Кавказа. Изд. "Недра", 1971.

А.Н. Амбокадзе, С.А. Кекелия, М.П. Гудушаури

К ВОПРОСУ О СТРУКТУРНЫХ УСЛОВИЯХ ЛОКАЛИЗАЦИИ РТУТНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ГОРНОЙ АБХАЗИИ И СВАНЕТИИ

Южный склон Большого Кавказа интенсивно заражен ртутью, а ртутные проявления в сланцевой и вулканогенной (андезито-базальтовой) формациях нижней - средней юры Абхазии и Сванетии являются наиболее перспективными. Все месторождения и рудопроявления представлены трещинным типом, в связи с чем форма и масштабы минерализации определяются морфологическими особенностями рудовмещающих нарушений. По мнению большинства исследователей ртутное оруденение было сформировано в заключительную стадию развития альпийского складчатого сооружения, вероятно в конце сармата - меотиса в период интенсивного роста Большого Кавказа, сопровождаемого на отдельных участках магматической активностью вдоль линии поперечного Транскавказского поднятия. Ртутная минерализация на Большом Кавказе оторвана во времени от проявлений других металлов, занимает в большинстве случаев обособленную позицию, характеризуясь специфическими структурными и литологическими условиями размещения.

Оруденение контролируется разновозрастными близширотными нарушениями, активизированными в позднюю стадию орогенного этапа. В меридиальном направлении структурный контроль нередко осуществляется поперечными разрывными структурами, вдоль которых складчатое сооружение Большого Кавказа ступенчато погружается к западу и востоку.

Имеющийся фактический материал (Демидова, 1964; Абуев, Зубов, Радько, 1967; Утехин, 1970; Нетреба, Хурин, Хомяков и др. 1971; Садовская, 1971; Кекелия, Салия, 1972) свидетельствует о связи ртутной минерализации Большого Кавказа с глубинными разломами. В соответствии с расположением элементов структур разломов в пределах рассматриваемого региона отчетливо выделяются самостоятельные ртутные рудные кулисы: Северо-Абхазская, Сванетская и Ахача-Бетагская. Первая из них размещена на границе структурно-фациальных зон с резко отличной историей развития и контролируется разломами фундамента. Подвижки вдоль этих разломов происходили в течение всей альпийской эпохи. Одним из структурных выражений

глубинного разлома является "Главный надвиг", вдоль которого размещены Агепстинское, Авадхарское и Ахейское рудные поля.

Вторая и третья кулисы приурочены к внутризональным разломам. На западе Ахахча-Бетагская кулиса контролируется восточным продолжением Краснополянского краевого шва, который в Абхазии осложняет поднятие, сложенное вулканитами байоса и разделяет синклиналильные подзоны - разлом Ахцу-Кацирха (Ажгирей, 1967). Сванетская зона вытянута вдоль крупного вертикального нарушения, проходящего вблизи осевой линии Гагра-Джавского синклинория.

Ртутные проявления представлены монометальной ртутной и сурьмяно-мышьяково-ртутной формациями. Первая из них подразделена на киноварь-диккитовую, киноварь-кварц-диккитовую и киноварь-монтмориллонитовую субформации.

Северо-Абхазская ртутная кулиса протягивается на 100 км. Тектоническая позиция Ахейского рудного поля, объединяющего месторождения и рудопоявления Шура, Чамашха, Грибза и Агурипста, определяется приуроченностью к стыку Чхалта-Лайлинской зоны (Гамкрелидзе, 1966) с зоной Главного хребта, разделенных крупной тектонической поверхностью, дифференциальные движения по которой происходили в течение всего альпийского цикла. Основными этапами в формировании структур рудных полей явились батская фаза тектогенеза и позднегеретичные движения.

Сланцевые и сланцево-карбонатные образования лейаса, слагающие площадь рудного поля, смяты в линейные (часто опрокинутые на юг) складки с крутым падением крыльев. Основная группа складок имеет общекавказское направление с северо-западным простиранием и моноклинальным падением на север-северо-восток под углами $45-70^\circ$. Оси складок сложно ундулируют по простиранию, часто повторяя изгибы слоев. В монотонной, сильно дислоцированной сланцевой толще лейаса, слагающей большую часть рудного поля, трудно определимы истинные направления осей складок. Сланцеватость, обычно ориентированная параллельно осевой плоскости складок (по данным 140 замеров в северо-восточной части рудного поля), указывают на общее простирание осей складок $80-100^\circ$ с тенденцией погружения на восток.

Площадь рудного поля (рис. 1) разбита разрывными нарушениями, которые можно разделить на две группы:

1. Продольные - имеющие субширотные азимуты простирания ($260-290^\circ$), ориентированные под углами $25-30^\circ$ к осям складок; они падают на север и северо-восток под углами $70-80^\circ$.

2. Поперечные - субмеридиональные (север-северо-восточного простирания $10-25^\circ$) с углами падения $70-85^\circ$, ориентированные почти под прямым углом к осям складок.

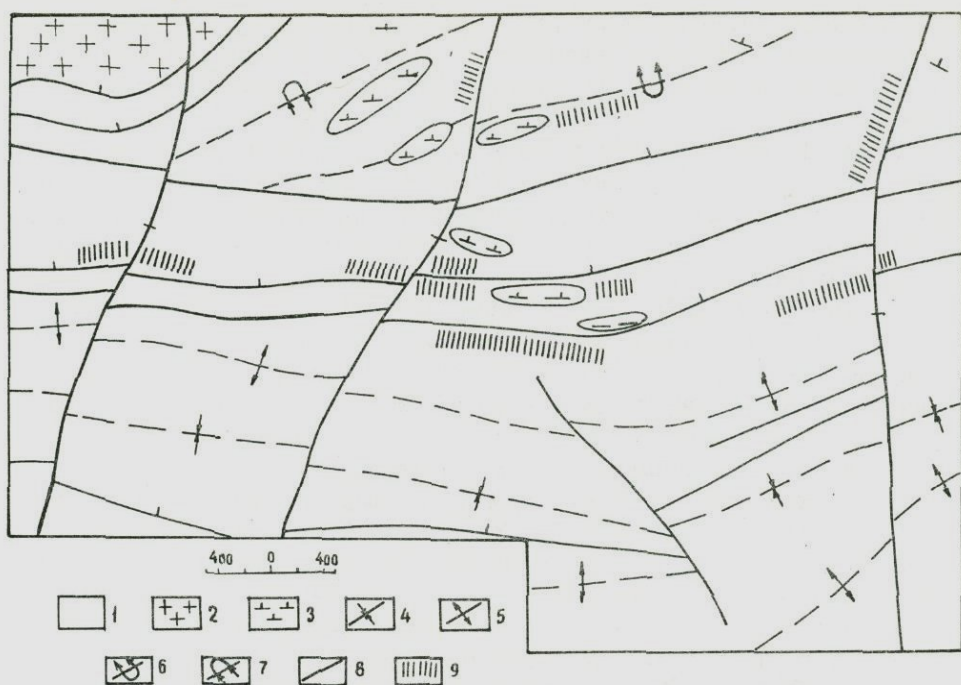


Рис. 1. Структурная схема Ахейского рудного поля.

1 - глинисто-сланцевые образования лейаса, 2 - палеозойские плагиограниты, 3 - диабазы, 4 - оси синклиналей, 5 - оси антиклиналей, 6 - опрокинутые залегания синклиналей, 7 - опрокинутые залегания антиклиналей, 8 - разломы, 9 - зоны интенсивной трещиноватости.

Разрывные нарушения отличаются друг от друга протяженностью и морфологическими особенностями. Продольные нарушения взбросового типа наложены на складчатость и имеют общее падение на север под углами $60-80^{\circ}$. Они развились по системе сколовых трещин. Поперечные разломы соответствуют трещинам отрыва и падают почти вертикально, смещая продольные с горизонтальной амплитудой, не превышающей 50 м. Часть субмеридиональных нарушений, определяемых нами как рудораспределяющие, относится, вероятно, к трещинам оперяющим "Главный надвиг". Вдоль рудовмещающих трещин (субширотная система разрывных нарушений) происходили взбросовые и взбросово-сдвиговые смещения с воздыманием северных блоков относительно южных.

Зона "Главного надвига" выражена тектоническими швами с окварцованной глиной трения и брекчированными зонами, падающими круто на север под углами $70-80^{\circ}$. Породы внутри зоны гидротермально интенсивно переработаны, содержат убогую

меднополиметаллическую, а местами мышьяковую минерализацию. Зона "Главного надвига" не содержит промышленной и даже видимой кинварной минерализации. Содержание ртути в ней колеблется в пределах тысячных и десятитысячных долей процента (Кекелия, 1963; Церквадзе, 1972). Рудовмещающие зоны выражены серией сближенных почти параллельных брекчированных полос и межпластовых срывов, развитых в горизонтах переслаивающихся песчаников и сланцев. На продольные нарушения накладывается система субмеридиональных трещин север-северо-восточного $10-30^{\circ}$ простирания, частью также брекчированных. В результате возникает достаточно сложная система разноориентированных, наложенных друг на друга трещин, сопровождающихся нередко интенсивным дроблением.

В связи с кулисообразным расположением рудовмещающих структур, на Ахейском месторождении ртутное оруденение имеет многоярусное размещение. Наиболее верхним и северным рудовмещающим горизонтом является туфовый, его сменяют к югу пласты песчаников с убогим оруденением. Нижний горизонт мощностью 40-70 м представлен чередованием пластов песчаников мощностью 0,2-2,5 м с глинисто-карбонатными сланцами. Падение рудовмещающих горизонтов не точно вертикальное, а несколько склоняется к северу согласно с разрывными структурами. Рудовмещающие песчаники нижнего горизонта, несущие основную кинварную минерализацию, падают на север-северо-восток под углом $45-70^{\circ}$. С глубиной угол падения выкручивается, песчаники как по падению, так и по простиранию на востоке фациально замещаются сланцами.

Вертикальный диапазон ртутного оруденения Ахейского рудного поля достигает 750-800 м без признаков изменения вещественного состава. При реконструкции уничтоженных эрозией верхних частей разреза эти цифры могут быть значительно увеличены.

Помимо крупных нарушений в пределах рудного поля установлены многочисленные системы мелких трещин, различающиеся морфологически и обеспечивающие циркуляцию растворов. Их взаимное расположение определяет морфологию рудных тел. На отдельных участках и разных горизонтах месторождений по замерам мелких трещин (1400 замеров) выделяются следующие группы: 1) связанные со складчатостью, 2) возникшие в результате последующих тектонических движений и 3) первичные (?)

Как и следовало ожидать, наиболее многочисленной является первая группа трещин, представленная сколовыми трещинами сброса, сколовыми трещинами сдвига и реже трещинами отрыва.

Таблица 1

| Ориентировка сланцеватости | | Сколовые тре- щины сброса (hOl) | | Сколовые тре- щины сдвига (hko) | | Трещины отрыва (ас) | | Местонахожде- ние |
|-------------------------------|-------------------|---------------------------------------|-------------------|---------------------------------------|----------------------|---------------------------|---------------|--|
| Аз. па- дения | Угол па- дения | Аз. па- дения | Угол па- дения | Аз. па- дения | Угол падения | Аз. па- дения | Угол паден | |
| 340 | 40 | 210 | 30 | 10 | 55 | 150- -170 | 45 | Чамашха, шт. № 106, лев. штр. хр. Аллаштраху |
| 320 | 30 | 200 | 50 | - | - | - | - | |
| 320 160 30 | 55 70 40 | 70 | 35 | 270 | 60 | - | - | Чамашха, шт. 84 |
| 320 55 | 60 70 | 10 330 | 70 70 | 260 200 130 100 | 25 30 45 50 | 345 40-50 | 25 10 | Чамашха, шт. 106 |

Большинство сбросовых трещин не несет минерализации. Лишь в редких случаях в них отмечаются диккитовые прожилки, мощностью 0,5-1,0 см. Поверхности раздела ровные, слегка волнистые. Глинка трения для трещин этой системы, в общем, не характерна. Сколовые трещины сдвига более многочисленны и содержат в основном кварц-диккитовую минерализацию. Мощность трещин колеблется от 1 до 5-6 см. Протяженность трещин различная; достигает в длину 10-15 м. Трещины отрыва сравнительно малочисленны, часто пересекают и смещают трещины первых двух типов. Мощность трещин колеблется от первых сантиметров до 5-6 м (на участках интенсивного дробления). Зона дробления по некоторым из трещин отрыва возникла в результате последующих тектонических движений. Брекчированные зоны вдоль них вмещают киноварное оруденение и повсеместно сопровождаются диккитизацией. Направление смещений различны - 240°, 80° и 295°. Вероятно, при последующих деформациях они были преобразованы в сколовые трещины, сопряженные с субширотными нарушениями, вдоль которых происходили взбросовые перемещения.

Группа трещин, не связанная генетически со складчатостью, проявлена вблизи поперечных нарушений и вдоль пояса дайковых тел в северной части рудного поля. Сопряженные с ними системы имеют азимут падения - 105-130° с довольно крутыми углами падения (до 75°). Трещины часто выполнены рудной минерализацией. Стенки их гладкие, "окантованные" глиной трения. Эта система трещин сыграла важную роль в локализации и размещении руд, являясь рудоподводящими каналами и экранами

рующими поверхностями.

Обычно оруденение развивается в виде киноварь-карбонатных прожилков, примазок киновари вдоль трещин скола и отрыва в песчаниках, реже в кварц-карбонатном цементе брекчированных зон. Распределение киновари носит избирательный характер. Наиболее часто она приурочена к трещинам скола второй группы, сопряженных с рудораспределяющими структурами и пересекающими песчаники по всей мощности. Трещины во время циркуляции растворов представляли своеобразные "ловушки", перекрытые глинистыми сланцами. Примечательно, что арсеницит, являющийся наиболее ранним минералом, предпочтительно концентрируется внутри трещин, заложенных в начальный этап структурного перестраивания рудного поля. По-видимому, развитие основных и наиболее выдержанных дорудных структур следует связать с общим процессом формирования взбросовых нарушений.

В северо-восточной части хребта Аллаштраху, представляет интерес группа трещин с большой плотностью (свыше 28,6%), с субширотным простираем и углами падения до 65° . Естественно предположить, что они являются элементами поперечного нарушения в этой части рудного поля. Северная часть рудного поля изобилует дайковыми телами габбро-диоритов и диабазов, залечивающих разрывы широтного направления. В телах габбро-диоритов четко проявлены две системы сколовых трещин с углами падения $40-50-60^{\circ}$. Слабее проявлена близвертикальная система отрыва. Перемещения вдоль основного нарушения с азимутом падения 300° и углом падения $70-80^{\circ}$ имели характер правых взбросо-сдвигов со смещением северного блока к северо-востоку, а южного - к юго-западу. Аналогичные системы трещин развиты в вулканогенных отложениях байоса в южных частях рудного поля.

И, наконец, с некоторой долей условности нами выделяется система трещин, проявленная в сланцах, классифицированная нами как первичная трещиноватость с азимутом падения 340° и углом падения 35° (плотность свыше 11%). Трещины этой системы расположены на диаграммах вдоль пояса слоистости.

Авадхарское рудное поле вытянуто в субширотном направлении на 10 км согласно с простираем основных тектонических структур. Рудное поле состоит из четырех участков (Авадхара, Мзымна, Тхасоу и Макратела), а также из нескольких рудоносных зон, выделенных по первичным и вторичным ореолам рассеяния ртути. Структура рудного поля развита на фоне сложнопостроенного антиклинория близширотного простираения, в пределах которого глинисто-сланцевые отложения лейаса смяты в изоклинальные, опрокинутые на юг складки и разбиты на блоки продольными взбросами. Месторождения и рудопроявления размещены, в основном, в присводовой части южного крыла "реликтовой" антиклинальной складки со срезанным северным

крылом, осложненной субширотными и субмеридиональными нарушениями. Три участка (Тхасоу, Мзымна, Макратела) вытянуты вдоль южного крыла складки; рудопроявление Авадхара приурочено к вулканогенным образованиям верхнего лейаса, слагающим присводовую часть антиклинали. В осевой части складки обнажены аспидоподобные и глинисто-карбонатные сланцы с горизонтами туфов андезитового состава, прорванные дайками альбитизированных диабазов. Суммарная мощность туфовых горизонтов вместе с прослоями сланцев составляет 200–250 м, прослеживаясь по простиранию на 5–6 км.

Как и в пределах Ахейского рудного поля, здесь выделяются две основные системы разрывных нарушений (рис. 2):

1. Продольные – имеющие субширотное ($305-320^{\circ}$) простирание, ориентированные почти параллельно осям складок и падающие на северо-восток под углами $60-80^{\circ}$.

2. Поперечные – субмеридиональные вертикальные нарушения север-северо-восточных – $10-15^{\circ}$ и северо-восточного $40-55^{\circ}$ простираний, секущие оси складок. В некоторых случаях они круто (под углом 80°) падают на юго-восток.

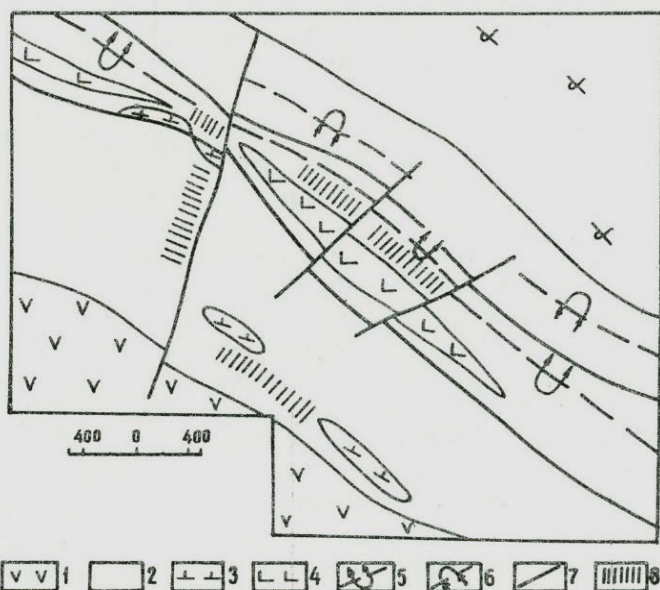


Рис. 2. Структурная схема Авадхарского рудного поля.

- 1 – среднекислые вулканогены байоса, 2 – глинисто-сланцевые образования лейаса, 3 – диабазы, 4 – туфы и туфобрекчии, 5 – опрокинутые залегания антиклиналей, 6 – опрокинутые залегания синклиналей, 7 – разломы, 8 – зоны интенсивной трещиноватости.

В связи с размещением крупных нарушений, рудное поле разбито на отдельные блоки. К крайнему северному продольному нарушению приурочены вторичные ореолы рассеяния ртути. Следующее к югу нарушение — крутопадающий взброс является наиболее крупной разрывной структурой. Нарушение контролируется углекислыми источниками и мощными до 100 м зонами смятия с большим числом разноориентированных кварц-карбонатных прожилков. Простирается нарушение запад-северо-западное, падение на северо-восток под углами $70-85^{\circ}$. Породы в пределах нарушенной зоны характеризуются повышенным содержанием ртути, превышающим на 1-2 порядка фоновые. Крайнее южное субширотное нарушение (азимут падения $25-30^{\circ}$, угол падения $35-50^{\circ}$), выраженное зоной интенсивного смятия и брекчирования пород включает ртутную минерализацию. Нарушение осложняет северный контакт альбитизированных диабазов с глинистыми сланцами (участок Макратела), плотные глинисто-карбонатные аргиллиты и песчаники (участок Тхасоу). Система параллельных разрывов захватывает также вулканогенные отложения участка Мзымна.

По поперечным субмеридиональным нарушениям отмечаются малоамплитудные смещения. Вдоль наиболее крупных из нарушений породы карбонатизированы, местами окварцованы и каолинизированы. Нам представляется, что здесь, как и в пределах Ахейского рудного поля, эти нарушения выполняют роль рудораспределяющих структур, а детали строения продольных определили размещение в пространстве ртутной минерализации.

На контакте альбитизированных диабазов и глинистых сланцев участка рудопроявления Макратела, зоны нарушения выражены брекчиями мощностью от 0,5 до 1,0 м, ограниченными тектоническими швами. Остроугольные обломки цементируются тонкоизмельченным материалом глинистых сланцев. Нередко такой цемент проникает по трещинам в диабазы. Брекчированные участки окварцованы и содержат редкую вкрапленность киновари в кварце. Дайка альбитизированных диабазов и субширотная зона нарушений смещаются близвертикальным разломом, ориентированным поперек складчатости. Перемещения вдоль этого нарушения носят характер взбросо-сдвига с горизонтальной амплитудой 25-30 м. Подобные трещины проявлены и в полосе развития вулканогенных пород, но меньших масштабов. Вне пределов хрупких вулканитов и альбитизированных диабазов субмеридиональные разрывы в глинистых сланцах затухают. Рудные жилы падают в сторону обратную падению дайкового тела и пересекают его по всей мощности (рис. 3).

Рудоносная зона в сланцах месторождения Тхасоу выражена полосами смятия и рассланцевания пород с поверхностями скольжения, почти согласными со слоистостью. Местами зона разобщена меридиональными разрывами, по которым происходи-

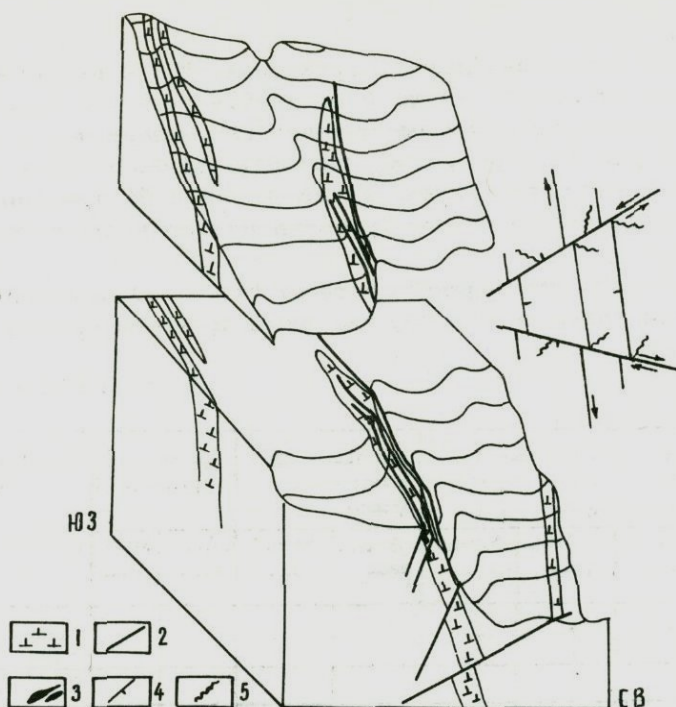


Рис. 3. Блок - диаграмма рудопоявления Макратела.

1 - альбитизированные диабазы, 2 - разломы, 3 - рудные тела, 4 - трещины скола, 5 - трещины отрыва.

ли сдвиговые перемещения со смещением восточной части рудного тела к югу. Рудные тела локализованы в местах выполаживания зон смятия.

На рудопоявлении Авадхара ртутная минерализация приурочена к пелитовым и алевролитовым туфам ахейской свиты. Судя по полосчатости, азимут падения пород колеблется от 320 до 30° , а угол падения от 25 до 30° . Ртутное оруденение в виде линзообразных скоплений приурочено к нарушению с падением на юго-восток $140-150^{\circ}$ под углами $50-55^{\circ}$. Нарушение выражено волнистой поверхностью, где в участках интенсивного брекчирования сосредоточены гнездообразные скопления киновари с кварцем, карбонатом и глинистым минералом. Размеры минерализации зависят от объема брекчированных участков. Обычная протяженность их по падению составляет $3-4$ м, по простиранию - $7-15$ м при мощности не более $0,5$ м. Брежированные линзы сменяются по падению и простиранию маломощными (до 10 см) тектоническими зонками с глиной трения. Нарушение сопровождается невыдержанными по простиранию трещинами отрыва, падающими круто на юг и юго-восток, а также близпараллельными ему сколовыми трещинами, заполненными жильными минералами.

На площади рудного поля элементы микротектоники изу-

чались как в рудовмещающих структурах, так и вне связи с ними: в районе перевала Анчхо и на хребте того же названия. Выделяются четыре системы трещин: 1) связанные со складчатостью, 2) наложенные на складчатость, 3) возникшие в результате последующих тектонических движений и 4) трещины, перпендикулярные полосчатости туфов на рудопроявлении Авадхара (первичные?).

Группа трещин первой системы (табл. 2) подразделяется на сколовые трещины сброса, сколовые трещины сдвига и плоскости отрыва.

Таблица 2

| Ориентировка полосчатости | | Сколовые трещины сброса (hcl) | | Сколовые трещины сдвига (hko) | | Трещины отрыва (ас) | | Местонахождение |
|---------------------------|-----------|-------------------------------|-----------|-------------------------------|-----------|---------------------|-----------|-------------------|
| Аз. пад. | Угол пад. | Аз. пад. | Угол пад. | Аз. пад. | Угол пад. | Аз. пад. | Угол пад. | |
| 320° | 25 | 40 10 | 25 55 | | | | | Авадхара, шт. 105 |
| 15 | 45 | 230 | 15 | | | | | Тхасоу, шт. 86 |
| 320 35 | 50 55 | 315 | 55 | | | 175- -185 | 45 | Тхасоу, шт. 79 |
| 210 5 | 30 40 | 145 350 | 40 30 | 240 15 | 85 70 | | | Пер. Анчхо |

С сбросовыми трещинами связано наибольшее количество сопряженных систем с углом между ними 60–65°. Трещины сдвига северо-западного простирания выражены довольно слабо и не содержат следов рудной и жильной минерализации.

Наложённые на складчатость сбросовые системы трещин (табл. 3), развиты по уже заложенным сколовым трещинам и часто вмещают киноварь-диккит-карбонатную минерализацию. Мощность зон с заполнением достигает 0,5–0,6 м. К не связанным со складчатостью трещинам принадлежат все нарушения, проявленные в интрузивных телах пер. Анчхо и альбитизированных диабазах рудопроявления Макратела.

Наибольшим развитием пользуются трещины северо-западного простирания. На участке Макратела они часто заполнены кварцем или кварц-карбонат-киноварными скоплениями. Отдельные жилы кварц-киноварного состава внутри трещинных зон мощностью до 20 см, прослеживаются по простиранию на 10–30 м и по падению на 30–50 м. Обычно трещинные зоны пересекают по мощности дайковые тела и перекрываются глинистыми слан-

Таблица 3

| Сбросовые трещины наложенные на складчатость | | Сбросовые трещины не связанные со складчатостью | |
|--|--------------|---|--------------|
| Аз. падения | Угол падения | Аз. падения | Угол падения |
| 300 | 25-35 | 345 | 30 |
| 240 | 30 | 310 | 50 |
| 120 | 40-50 | 295 | 55 |
| | | 60 | 30-45 |
| | | 10 | 60 |

цами. Дайка альбитизированных диабазов разбита по падению на блоки с левосторонними сбросовыми смещениями к северо-востоку. По сопряженным системам трещин, падающим на восток и запад развиты брекчированные зонки, мощностью до 1,0 м. Внутри них породы обелены, диккитизированы и изредка содержат убогую киноварную минерализацию.

Сванетская ртутная кулиса, объединяющая Цители-Хевское, Лебурхильское, Барджашское рудопроявления и ряд незначительных ореолов ртути, сложена песчаниками и сланцами верхнего лейаса и порфириновой свитой байоса, которая в районе с. Хайши по Чеклдарскому сбросу контактирует с известняками неокома, падающими на юг под довольно крутыми углами. Меловые отложения в виде своеобразного клина расположены в поле развития вулканогенной формации. Небольшие интрузивные и пластовые тела диабазовых порфиритов и диорит-порфиритов прорывают песчаники и сланцы верхнего лейаса.

В районе Цители-Хевского рудопроявления среднеюрские отложения смяты в складки, оси которых простираются на северо-восток ($44-60^{\circ}$) и северо-запад ($305-345^{\circ}$). Группа складок северо-восточного направления является вторичной. Почти все складки ассиметрично построены и сложно меняют направление своих осей.

В пределах этого рудопроявления выделяются четыре группы разноориентированных нарушений: юго-восточного (120°), субширотного (70°), северо-западного ($335-340^{\circ}$) и северо-восточного (25°) простираний (рис. 4). Первая группа нарушений является самой значительной и сопровождается мощной зоной дробления, внутри которой породы серицитизированы, каолинизированы и содержат вкрапленность пирита и марказита. Перемещения по нарушениям носят сбросо-сдвиговый характер с вертикальной амплитудой до 220 м (по данным Н.А. Каджая).

Разрывные нарушения второй группы смещают тектонические трещины юго-восточного простирания и сами смещаются

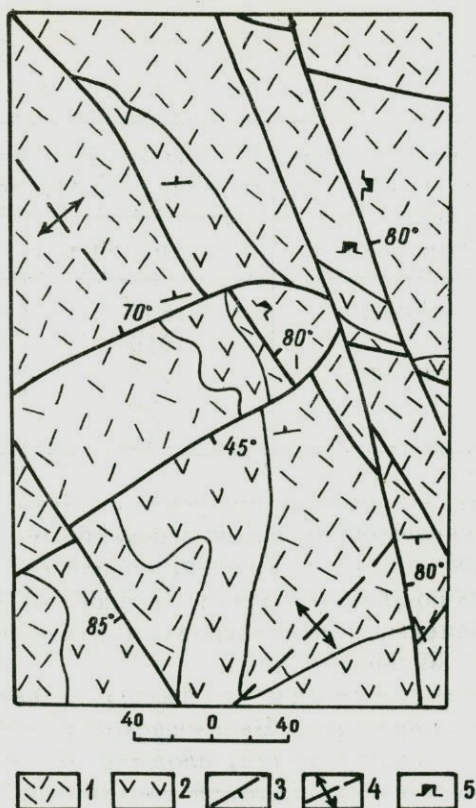


Рис. 4. Структурно-геологическая схема Цители-Хевского рудопроявления (по Н.А. Каджая).

- 1 - туфы и туфобрекчи, 2 - порфириды, 3 - разломы, 4 - оси антиклиналей, 5 - устья штолен.

субмеридиональными разрывными нарушениями. Система субмеридиональных нарушений наиболее поздняя и выполняет роль рудораспределяющих каналов. В образцах из зон дробления этих нарушений отмечены максимальные содержания ртути. Рудоносная зона мощностью до 3 м падает на юго-запад ($250-260^{\circ}$) под углами $20-25^{\circ}$. Ее залегание осложнено тектоническими трещинами северо-восточного и близширотного направлений. Внутри рудоносной зоны обломки боковых пород сцементированы кальцитом и киноварью. Признаки дробления и растирания киновари вдоль нарушений отсутствуют. Вдоль контактов с боковыми породами заметна глина трения и многочисленные ветвящиеся кальцитовые жилки. Морфологически рудоносная зона представляет систему сближенных сколовых трещин, оперяющих разломы субширотного простирания.

Многочисленная мелкая трещиноватость Цители-Хевского рудопроявления объединяется в две основные группы: сколовые сбросовые трещины, сопряженные со складчатостью и явно нало-

женная система сбросовых трещин. Кроме того выделяются трещины, имеющие крутое падение на северо-восток и параллельные осевой плоскости Хаишской антиклинали, отнесенные к кливажу осевой плоскости.

Сколовые трещины сброса, связанные со складчатостью обладают гладкими и волнистыми поверхностями, имеют средние азимуты падения - 50° , 145° и 220° с углами падения $50-70^{\circ}$. Полосчатость в вулканогенных отложениях имеет азимуты падения 210° и 320° .

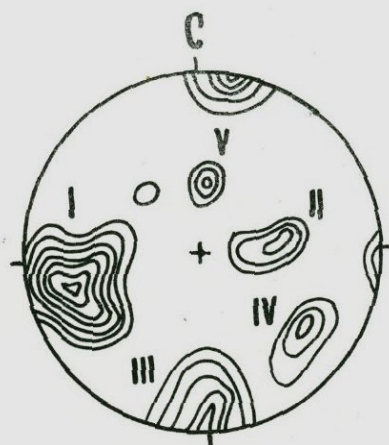
Наложенная на складчатость система сбросовых трещин имеет два сектора устойчивых азимутов падения: 10° и $190-210^{\circ}$ с углами падения $45-55^{\circ}$. В пределах Цители-Хевского рудопроявления киноварь-кальцитовая минерализация приурочена к трещинам северо-восточного простирания, оперяющими юго-восточную группу нарушений с азимутом падения 120° . Выделяются также небольшие системы трещин отрыва с извилисто-шероховатыми поверхностями, объединенные нами в дополнительные системы, сопряженные с трещинами первых двух групп.

Рудопроявления Ахахча-Бетагской ртутной кулисы приурочены к антиклинальному поднятию ниже-среднеюрского структурного этажа западной части Гагра-Джавской тектонической подзоны, сформированной на месте южного крыла геосинклинали Большого Кавказа (Милановский, Хаин, 1963).

В западной части южного склона Центрального Кавказа региональный контроль ртутного оруденения осуществляется Краснополяским надвигом (рудопроявления Чвежипсе и Краснополянской группы). Расположенные южнее два почти параллельных нарушения - надвиги Ацху и Монастырский, ограничивают с севера и юга поднятие Ацху-Кацирха и служат естественными ограничениями Ахахча-Бетагской ртутной кулисы.

Изоклинального строения антиклиналь Кацирха, в которой локализовано рудопроявление Ахахча, опрокинута к югу своим южным крылом. Антиклиналь на крыльях, а местами и в сводовой части с резким угловым несогласием перекрывается верхне-оксфордской трансгрессивной пачкой. Нарращивают разрез массивные рифогенные известняки. Ось антиклинали сложно ундулирует, в связи с чем структура складки по простиранию осложнена мульдами и вторичными антиклиналями, ориентированными вкрест простирания. Формирование подобной структуры привело к заложению трещин отрыва в сводовых и периклинальных частях замыкания складки. Развитие трещин отрыва и возникновение систем трещин оперения предопределили пространственное размещение ртутной минерализации. Зоны повышенной трещиноватости ориентированы косо по отношению к простиранию пород. Наиболее выразительно проявлены трещины системы 1 (рис. 5), имеющие западные и запад-юго-западные азимуты падения с углами падения $60-85^{\circ}$. Эта система отражает основное направ-

ление зон трещиноватости субмеридионального простирания. Морфологически это типичные трещины отрыва, вдоль которых возникли малоамплитудные, порядка 1–5 м сдвиговые смещения.



2,4 > 3,6 > 4,8 > 6 > 7,2 > 8,4 > 9,6%

Рис. 5. Диаграмма трещиноватости рудопоявления Ахахча.

Рудоносная зона, представленная сближенными, почти параллельными полосами, мощностью 10–15 см, заполнена конгломератобрекчиями, обломками вулканогенно-осадочных полос с киноварь-карбонатной минерализацией и заключена между плоскостями с глиной трения. Киноварь концентрируется вдоль зальбандов, а также в виде вкрапленников в карбонатном цементе брекчий. Наиболее выдержанны и значительны вертикальные брекчированные полосы меридионального простирания.

С системой I сопряжена система II, имеющая меридиональное простирание с углами падения на восток 40–50°. Эта система входит в общую зону расщепления и по мере удаления от нее исчезает. Трещины этой системы при рудоотложении оставались закрытыми и поэтому не играют существенной роли в размещении минерализации.

Трещины системы III являются типичными трещинами оперения и вместе с системой I определяют пространственное размещение ртутных рудных тел. Ориентированные почти перпендикулярно они обладают крутыми углами падения. Вдоль стенок этой системы трещин киноварь развита в виде примазок.

Трещины системы I по морфологическим признакам относятся к сколовым, возникшим, очевидно, одновременно с основной складчатостью. Максимумы U1 и 1У, объединяющие трещины с северо-западными и юго-восточными углами падения, отражают процесс формирования наложенных брахиформенных структур.

тур. Роль экрана выполняли рифогенные известняки, перекрывающие трещинные зоны. Там, где экран отсутствует, вдоль трещин фиксируется лишь непромышленная минерализация. Пострудные движения выразились в растирании киновари и карбонатов по трещинам оперения.

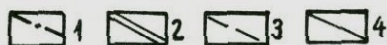
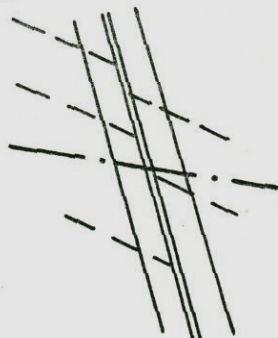


Рис. 6. Пространственное размещение трещин рудопроявления Ахахча.

- 1 - направление простираения основной складчатости,
 2 - трещины отрыва, 3 - трещины оперения, 4 - трещиноватость расланцевания.

Основываясь на фактическом материале, представляется возможным реставрировать тектоническую последовательность образования основных структур, слагающих рудные поля.

В начальный этап, связанный с напряжениями предкелловейской (чегемской) фазы тектогенеза, были сформированы основные складчатые структуры вулканогенно-осадочных пород лейаса и байоса и заложены взбросо-сдвиги, параллельные субширотной основной складчатости. По-видимому, развитие основных наиболее выдержанных трещинных структур следует связывать с общим процессом формирования взбросовых нарушений, повлекших за собой появление нарушений более высоких порядков и мелкой складчатости, осложняющей глинистые сланцы лейаса. В этот же период была сформирована мелкая трещиноватость, связанная со складчатостью и наложенная на нее в результате зарождения взбросовых нарушений. Нисходящие вертикальные движения в верхней юре привели к накоплению экранящих рифогенных известняков Ахахча-Бетагской кулисы. К этому времени структурные планы рудных полей были в общих чертах уже сформированы.

Вертикальные восходящие усилия в раннем мелу способствовали растяжению пород в направлении простираения складчатос-

ти. С дальнейшими тангенциальными напряжениями, ориентированными поперек складчатости, связаны малоамплитудные смещения по трещинам отрыва и возникновение опережающих нарушений. В результате последующих сдвиговых перемещений по древним трещинам скола формировались брекчированные зоны, которые при спаде напряжений приоткрывались для рудоотложения. Основные дорудные структуры рудных полей были сформированы в позднеорогенную стадию (роданская фаза), когда происходили обновления субмеридиональных близвертикальных нарушений. По последним происходили движения гидротермальных растворов, полезный груз которых отлагался в структурных "ловушках" вдоль субширотных зон. В соседнем, Краснодарском ртутном рудном районе подобная связь оруденения с поперечными разломами была выявлена В.И. Резниковым (Резников, 1969).

Рудные тела приурочиваются к местам сочленения горизонтов повышенной проницаемости (песчаников, туфов, окварцованных сланцев, альбитизированных диабазов) с экранирующими породами и нарушениями. Максимальные концентрации внутри рудоносных зон зависят, главным образом, от насыщенности литологически благоприятных, хрупких пород трещинами близмеридионального направления. Роль экрана выполняли рудоподводящие нарушения. Рудные тела часто подчинены их изгибам по простиранию и падению. Экранирующее влияние оказывали также межпластовые субширотные срывы на границе разнокомпетентных пород, сколовые нарушения, пересекающие песчаники и горизонты туфов и альбитизированных диабазов по всей мощности и массивные рифогенные известняки, перекрывающие брекчированные вертикальные зоны.

В связи со спецификой строения рудовмещающих структур рудные тела приобрели форму ветвящихся жилообразных, реже пластообразных линз с частыми раздувами вблизи субмеридиональных нарушений.

Взаимоотношение систем разломов, а также локальных трещин, свидетельствует о постоянстве направлений основных деформационных усилий с северо-востока на юго-запад. В результате надвигания масс в условиях региональных тангенциальных сил сжатия, вдоль древних трещин отрыва непосредственно перед рудообразованием происходили относительные приподнимания северных блоков с взбросо-сдвиговыми смещениями небольшой амплитуды. Если в первый этап максимальные растягивающие усилия были близвертикальными (во время формирования основной складчатости и заложения взбросовых нарушений), то во второй этап, когда формировались сбросо-сдвиги, нередко также заложенные по трещинам отрыва, траектория растягивающих усилий занимала близгоризонтальное положение. Усиление напряжений вдоль направления гравитационных сил, возможно,

связано с общим поперечным ростом сооружения Большого Кавказа. Вероятно, сбросо-сдвиговые нарушения проявлены только в верхних частях чехла, а ранее заложенные взбросы имеют глубокие корни. В связи с этим их можно рассматривать как рудовыводящие структуры, а сбросо-сдвиговые нарушения, как рудораспределяющие в пределах рассматриваемых ртутных полей.

ЛИТЕРАТУРА

- Абуев Д.В., Зубов В.И., Радько В.И. Условия размещения оруденения на Северном Кавказе. Тр. по геол. и полезн. иск. Сев. Кавказа, вып. XI, 1967.
- Ажгирей Г.Д. Глубинные разломы в Карпато-Кавказском подвижном поясе. В сб. "Матер. VII съезда Карпато-Балк. геол. ассоц." Изд-во "Наукова думка", 1967.
- Гамкрелидзе П.Д. Основные черты тектонического строения Кавказа "Геотектоника", № 3, 1966.
- Демидова Н.Г. Геологические закономерности размещения ртутной минерализации на территории Большого Кавказа. В сб. "Закономерности размещения . . ." Изд-во "Наука", т. VII, 1964.
- Кекелия С.А. Некоторые данные о структуре Авалхарского рудного поля. Тр. КИМС, вып. 1У (6), сер. геол., 1963.
- Кекелия С.А., Салия Д.Г. Структурные закономерности размещения ртутного оруденения на Большом Кавказе. Тр. КИМС, вып. X (12), 1972.
- Милановский Е.Е., Хаин В.Е. Геологическое строение Кавказа "Очерки регион. геол. СССР", вып. 3, МГУ, 1963.
- Нетреба А.В., Хурин М.Л., Хомяков В.П. и др. Геологическая позиция ртутного оруденения Северо-Западного Кавказа", "Сов. геология", № 5, 1971.

- Резников В.И. О роли поперечных разломов в локализации ртутного оруденения на Западном Кавказе. ДАН СССР, 1969, т. 189, № 3.
- Садовская О.И. О региональных особенностях размещения ртутной минерализации. "Сов. геология", № 2, 1971.
- Утехин Г.М. Некоторые вопросы металлогении ртути Кавказа. "Сов. геология", № 2, 1970.
- Церцвадзе З.Я. Условия формирования и геохимические поисковые признаки ртутных, мышьяковых и сурьмяных месторождений (геохимическое исследование на примере Кавказа). Изд-во "Недра", 1972.

Д.Г. Салия, А.А. Квициани

О НОВОМ РТУТНО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОМ ПРОЯВЛЕНИИ В ВЕРХНЕЙ СВАНЕТИИ

На южном склоне Большого Кавказа в 7 км к северу от села Бечо Местийского района Грузинской ССР, в ущелье реки Гули-Чала нами было обнаружено Ламджирское ртутно-полиметаллическое рудопроявление. По минеральному составу оно является новым своеобразным типом, обусловленным наложением на кварц-парагонитовую минерализацию кварц-полиметаллической, диксит-кальцит-киноварной последовательно. Оруденение представлено рудной зоной мощностью 30-35 м. По естественным обнажениям зона прослеживается на 250 м в сильно трещиноватых, участками интенсивно перемятых и брекчированных глинистых сланцах и переслаивающихся с ними мелкозернистых песчаниках лейаса.

Глинистые сланцы представлены темно-серыми глинисто-кварцево-гидрослюдистыми разностями. Под микроскопом они состоят в основном из пелитового вещества, углистых включений, алевролитовых кварцевых зерен и мелких чешуек серицита, гидрослюды, редко биотита и хлорита. По всей массе породы тонко распилен рудный минерал. Структура породы микролепидобластовая. Серые мелкозернистые плотные песчаники представлены прослойками мощностью 0,2-1 м. Они сложены из мелких округлых зерен кварца, полевых шпатов и редких чешуек мусковита и биотита. Цемент глинисто-карбонатный с редкими включениями хлорита и рудного минерала.

Залегание пород моноклиналиное с падением на северо-запад под углом 75-70°. Рудная зона залегает согласно с вмещающими породами.

В всياчем боку зоны шириной 20-25 м представлены сильно окварцованные и брекчированные глинистые сланцы и песчаники, пронизанные кварц-полиметаллическими и кварц-парагонит-аллевардитовыми жилами и прожилками. Последние секутся, особенно в лежащем боку зоны, дикситовыми и диксит-кальцитовыми с киноварью прожилками.

В лежащем боку рудной зоны выделяется подзона мощностью 10-12 м представленная сильно перематыми и брекчированными глинистыми сланцами и песчаниками с густой сетью дикситовых и диксит-кальцитовых прожилков с мелкой вкрапленностью киновари.

Кварц-полиметаллическая минерализация представлена крупнокристаллическими белым, местами голубоватым кварцем, в которой наблюдаются выделения пирита, галенита, халькопирита, коричневого сфалерита и блеклой руды. Химический и спектральный анализ штучной пробы, отобранной из естественных обнажений показал содержание Zn - 7%, Pb - 3,5%, Cu - 1-1,5%, Ag - 12 г/т, Au - 1 г/т, Hg - 0,1-0,05%, As и Sb - 0,1%.

Диккит-киноварная минерализация представлена прожилками диккита и диккита с кальцитом, в которой наблюдаются мелкие 0,01-1 мм изометрические зерна киновари. Спектральными анализами в них установлена Hg - 0,05-0,5%.

Между подзонами кварц-полиметаллической и диккит-киноварной расположены кварц-парагонит-аллевардитовые жилы, прожилки и гнезда. Мощность жил местами достигает до 80 см, а протяженность более 15 м.

Аллевардит и парагонит заполняют пустоты и хрустальные гнезда в жиле крупнокристаллического кварца, местами приурочивается к зальбандам кварцевых жил. Аллевардит замещает парагонит. Выделение аллевардита связано с диккит-киноварной наложенной минерализацией. Аллевардит, диккит и парагонит определены оптическим, рентгеноструктурным и термическим методами.

Таким образом образование Ламджирского ртутно-полиметаллического проявления представляется в три стадии: ранняя кварц-парагонитовая, поздняя кварц-полиметаллическая и заключительная диккит-кальцит-киноварная.

Наложение киноварной минерализации на раннее сульфидное наблюдается и в Цители-Хевском месторождении ртути Верхней Сванетии, где киноварное оруденение наложено на мощные пиритизированные с полиметаллами зоны.

Д.Г. Салия, А.А. Квициани,
Н.П. Вяхирев

К МИНЕРАЛОГИИ ЖИЛЬНЫХ МИНЕРА- ЛОВ РТУТНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ГРУ- ЗИИ

Минералогическое исследование жильных минералов имеет важное значение для выяснения физико-химических условий рудообразования и разработки минералогических критериев поисков и оценки руд. В ряде работ (Федорчук, 1969; Кузнецов, 1968 и др.) ведущим ассоциациям жильных минералов ртутно-сурьмяных месторождений придается генетическое значение и используются как определяющий признак генетического типа ртутно-сурьмяных месторождений.

Ртутные месторождения и рудопроявления Грузии образуют рудные зоны (Северная и Южная), обрамляющие с юга и севера позднеальпийскую складчатую систему южного склона Большого Кавказа. Они представляют наиболее перспективные ветви ртутного пояса Большого Кавказа (Твалчрелидзе, 1961, 1972).

В последнее время проявления ртути (Дарбази, Маднеули и др.) обнаружены в верхнемеловых вулканогенных отложениях Болнисского рудного района Сомхитско-Карабахской металлогенической зоны Малого Кавказа (Чехани, Салия, Гогишвили, 1973).

В Северной ртутной рудной зоне Южного склона Большого Кавказа, включающей Авадхарское, Ахейское и Талахианское месторождения и ряд рудопроявлений, рудовмещающие породы представлены глинистыми сланцами и песчаниками, редко туфами, туфобрекчиями кератофирирового состава и дайками диабазов (уч. Плато и Макратела Авадхарского месторождения). Преобладающим жильным минералом в рудах этих месторождений является диккит, в подчиненном количестве развиты жильный кварц и кальцит (Кекелия, Салия, 1963; Салия, 1968, 1969). Значительное количество кальцита приурочено к местам развития глинистых сланцев с повышенной карбонатностью, а жильный кварц характерен для участков развития ранних стадий минерализации (кварц-альбитовая, кварц-арсенопиритовая) и отчасти приурочен к проявлениям антимонитовой минерализации.

Диккит является характерным спутником ртутных руд и поэтому служит надежным поисковым признаком ртутного оруденения. Этим объясняется огромный интерес к всестороннему исследованию этого минерала (Везиришвили, 1951; Демидова,

1959; Кекелия, Салия, 1963; Зубов, 1966; Утехин, Старицин, 1968; Федорчук, 1969 и др.). Минералы каолиновой группы в виду большого их сходства диагностируются только путем комплексного использования данных рентгеноструктурных, термических, электрономикроскопических, оптических и химических исследований.

Макроскопически диккит представляет собой белую тонкозернистую массу, иногда с зеленоватым и буроватым оттенком, жирную на ощупь, с шелковисто-перламутровым блеском. В иммерсионных препаратах наблюдались шестиугольные прозрачные чешуи, в шлифах - бесцветные веерообразные агрегаты. Оптические константы диккитов, установленные иммерсионным методом приведены в таблице 1. Для сравнения здесь же помещены и литературные данные по диккитам Северо-Западного Кавказа и Тибского месторождения Северной Осетии.

Результаты рентгеноструктурных анализов диккитов (табл. 2) из ртутных месторождений Грузии показывают сходство главных диагностических линий на рентгенограммах ($7,17-3,592-2,345-1,988-1,666-1,322-1,192\text{ \AA}$) исследуемых диккитов с эталонными, а также с таковыми диккитов из других ртутных месторождений Советского Союза, приведенных в литературе (Михеев, 1957; Демидова, 1959; Федорчук, 1966 и др.).

Термограммы исследуемых диккитов (рис. 1) соответствуют таковым для диккитов других месторождений ртути, указанным в литературе (Зубов, 1966; Утехин и Старицин, 1968; Федорчук, 1969 и др.). Характерная для этого минерала температура эндотермического эффекта в минералах колеблется в пределах $680-750^{\circ}$. Г.Т. Волостных (1972) и др. считают, что температура эндотермического эффекта в минералах каолиновой группы зависит от степени раскристаллизованности минерала. Диккиты изученных месторождений представлены обычно хорошо раскристаллизованными агрегатами, в иммерсионных препаратах которых наблюдаются бесцветные пластинки гексагональных очертаний. В шлифах наблюдаются обычно прозрачные веерообразные агрегаты диккита, образующие прожилки и мелкие гнезда. Часто содержат включения киновари.

Электронномикроскопические снимки (Мусаев, КИМС) изученных диккитов показывают морфологическое сходство их кристаллов с диккитами описанным в ряде работ (Зубов, 1966; Федорчук, 1969; Бабкин 1969 и др.). Размеры кристаллов диккитов обычно превышали $0,02$ мм, что затрудняло их электронномикроскопическое изучение, поскольку они часто перекрывали поле зрения микроскопа даже при минимальном ($1000\times$) увеличении.

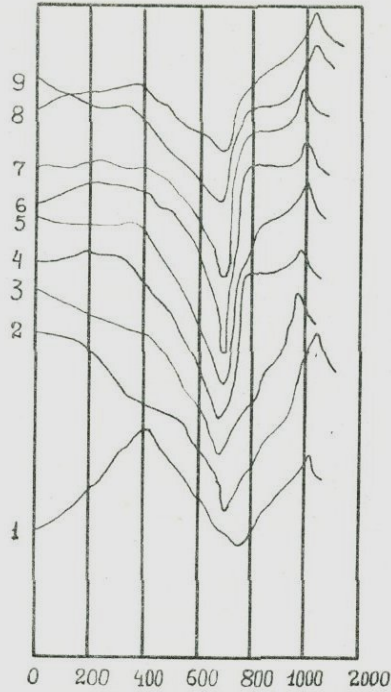


Рис. 1. Термограммы диккитов из ртутных месторождений Грузии:

1, 2 - из участка Шура Ахейского месторождения; 3, 4 - из участка Чамахча Ахейского месторождения; 5, 6 - из участка Тхасоу Авадхарского месторождения; 7 - из Талахианского месторождения; 8, 9 - из Цители-Хевского месторождения.

Таблица 1

| Оптические константы | Диккит из месторождений Грузии | Диккит из Северо-Западного Кавказа (по Зубову, 1966; Уте Демидовой, хину, Старицину, 1968) | Диккит из Тибского месторож. (по 1954) |
|----------------------------------|--------------------------------|--|--|
| Ng | 1,566-1,567 | 1,567 | 1,567 |
| Np | 1,559-1,561 | 1,561 | 1,561 |
| Nm | 1,562-1,563 | 1,563 | |
| Ng-Np | 0,006 | 0,006 | 0,006 |
| 2V | +52-55° | +49-51° | +54° |
| Удлинение относительно спайности | положит. | положит. | положит. |

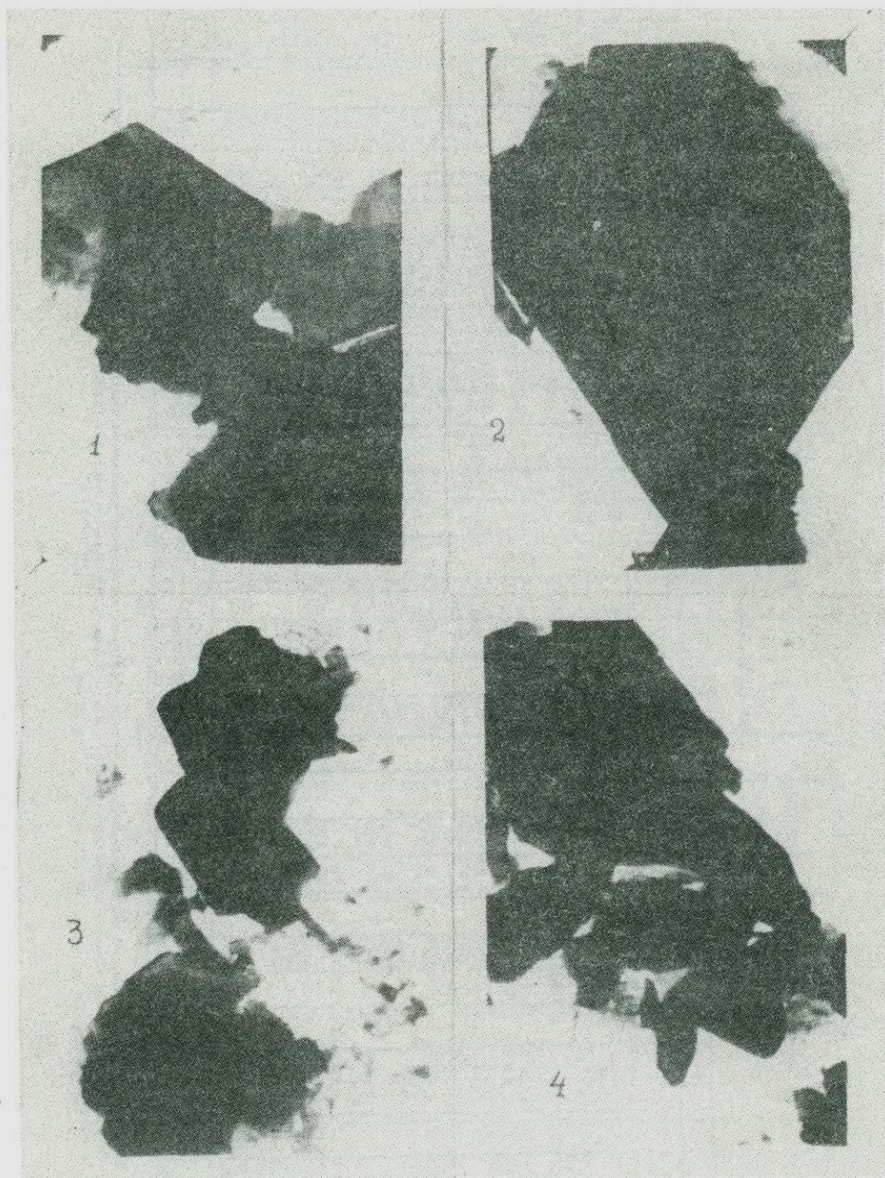


Рис. 2. Электронномикроскопические снимки диккитов (черное)
1 -- из уч. Шура; 2 -- из уч. Чамахча; 3 -- из уч. Тха-
соу; 4 -- из Цители-Хевского месторождения.

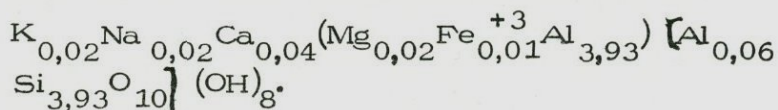
Химические анализы диккитов (анал. Оманидзе Н.И. и Тауглих П.А. КИМС) приведены в таблице 3.

Таблица 3

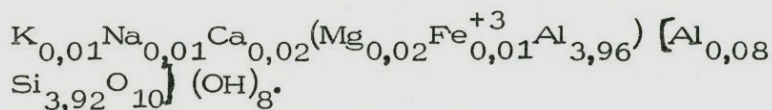
| Окислы | С о д е р ж а н и я в % | | | |
|--------------------------------|-------------------------|--------------------------|-------------------------|--|
| | Диккит из уч. Шура | Диккит из уч. Чамашха | Диккит из уч. Тхасоу | Диккит из Талахианс- кого место- рождения |
| SiO ₂ | 46,12 | 45,90 | 46,04 | 45,95 |
| Al ₂ O ₃ | 39,82 | 40,11 | 38,52 | 39,87 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,11 | 0,12 | 0,35 | 0,25 |
| CaO | 0,40 | 0,28 | 1,05 | 0,31 |
| MgO | 0,12 | 0,15 | 0,98 | 0,11 |
| Na ₂ O | 0,10 | 0,07 | - | 0,05 |
| K ₂ O | 0,15 | 0,06 | - | 0,07 |
| H ₂ O+ | 13,76 | 13,96 | 12,82 | 13,14 |
| H ₂ O- | 0,16 | 0,08 | 0,24 | 0,21 |

Пересчетом химических анализов по методу Б.Б. Звягина (1957) были получены структурные формулы диккитов, почти полностью совпадающие с теоретической и близкой к данным, приведенным в работах В.П. Федорчук (1969) и др. Формулы диккитов имеют вид:

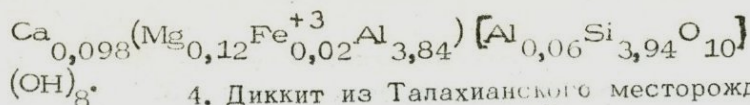
1. Диккит из уч. Шура Ахейского месторождения:



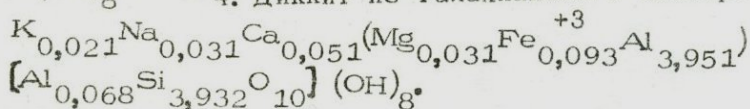
2. Диккит из уч. Чамашха Ахейского месторождения:



3. Диккит из участка Тхасоу Авадхарского месторождения:



4. Диккит из Талахианского месторождения:



На Ахахчинском месторождении ртути вместо диккита представлен монтмориллонит (сапонит), замещающий обычно полевые шпаты и цеолиты в адуляризированных и цеолитизированных туфобрекчиях байоса. Местами сапонит совместно с кальцитом и киноварью слагает прожилки и гнезда.

Рентгеновский анализ (табл. 2) тонкой фракции этого минерала, проведенный на дифрактометре УРС-30-И-м (медное неотфильтрованное излучение; скорость вращения счетчика $W=1^\circ/\text{мин}$; скорость протяжки ленты $V=6 \text{ мм/мин}$) указал на присутствие трехфазной системы, состоящей из дисперсного кальцита (на дифрактограмме выделены его основные рефлексы: с d/n равными: $3,02\text{Å}$, $1,19\text{Å}$ и $1,87\text{Å}$), триоктаэдрического монтмориллонита-сапонита и незначительного количества кварца.

Рентгеновские данные исходного и прогретого до 750°C образца сапонита

Таблица 4

| № п/п | Исходный | | | Прогретый при 750°C | | |
|-------|----------|-----|---------|-----------------------------------|-----|-------|
| | d/n | I | (hkl) | d/n | I | (hkl) |
| 1. | 14,7 | 100 | 001 | (10,4) | 48 | |
| 2. | (4,98) | 5 | | 9,5 | 70 | 001 |
| 3. | 4,540 | 6 | 020 | 4,72 | 25 | 002 |
| 4. | 4,250 | 10 | | 4,520 | 20 | 020 |
| 5. | 3,830 | 5 | | (3,490) | 25 | |
| 6. | (3,697) | 10 | | 3,160 | 100 | 003 |
| 7. | 3,330 | 63 | кв. | 2,520 | 9 | |
| 8. | 3,020 | 73 | кальцит | 1,890 | 4 | 005 |
| 9. | 2,840 | 6 | | 1,520 | 4 | 060 |
| 10. | 2,586 | 4 | | | | |
| 11. | 2,521 | 8 | | | | |
| 12. | 2,488 | 10 | | | | |
| 13. | 2,450 | 5 | | | | |
| 14. | 2,275 | 16 | | | | |
| 15. | 2,236 | 5 | | | | |
| 16. | 2,182 | 4 | | | | |
| 17. | 2,110 | 5 | | | | |
| 18. | 2,084 | 9 | | | | |
| 19. | 1,910 | 15 | кальцит | | | |
| 20. | 1,867 | 13 | кальцит | | | |
| 21. | 1,810 | 3 | | | | |
| 22. | 1,665 | 4 | | | | |
| 23. | 1,615 | 5 | | | | |
| 24. | 1,598 | 5 | | | | |
| 25. | 1,529 | 10 | 060 | | | |

обозначение:
кв-кварц

Количественное содержание неглинистых примесей установленное рентгенометрически по соотношению аналитических рефлексов кальцита и кварца в образце и эталоне, составляет 38% кальцита и 10% кварца. В пересчете на окисел кальция вышеуказанное количество кальцита составляет 21,28%, т.е. почти вся окись кальция в данных химического анализа (табл. 5) должна быть отнесена к кальцитовой фазе. Исходя из установленных количеств окиси кальция и кварца нами был произведен пересчет данных химического анализа и получены значения окислов, соответствующие чистой глинистой фазе.

Кристаллохимическая формула и параметр "в" элементарной ячейки ($9,171\text{\AA}$) рассчитанные на основании этих данных позволили диагностировать данное глинистое образование как триоктаэдрический минерал типа сапонита, аналогичный сапониту из жил в доломитизированном известняке из Юты (Дир и др., 1966).

Дифференциальная термограмма исследуемого образца (рис. 3) характеризующаяся двумя низкотемпературными эндотермическими эффектами небольшой величины при 160°C , 270°C и эндотермическим триплетом при 740° , 820° и 850°C также соответствует дифференциальной термокривой сапонита из Трансваала (Дир и др., 1966).



Рис. 3. Дифференциальная термограмма сапонита.

Однако при сопоставлении дифференциальной термограммы исследуемого образца с термограммой вермикулита из Северной Каролины (Грим, 1956), а также термограммой вермикулита Ковдорского месторождения, полученной нами, между ними также обнаружено сходство.

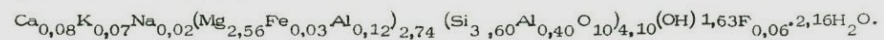
Дифракционная картина исследуемого образца характеризуется интенсивным рефлексом 001 с $d/n = 14,7\text{\AA}$, а также рядом слабых рефлексов от двумерной решетки ($d_{020} = 4,54\text{\AA}$, $d_{060} = 1,529\text{\AA}$). Примечательно, что обратимость процесса внутрикристаллического набухания в нем наблюдается вплоть до 750°C (значение d_{001} прокаленного при 750°C и насыщенного водой образца равно 19\AA). Между 750 и 800°C образец

Таблица 5

Данные химического анализа образца № 1
и кристаллохимическая формула глинисто-
го минерала

| Наименование образца | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | F | +H ₂ O | -H ₂ O | Σ | |
|------------------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|-------|-------|-------------------|------------------|------|-------------------|-------------------|-------|--|
| Образец № 1 | 36,0 | 3,10 | 0,28 | 0,22 | 12,40 | 21,80 | 0,06 | 0,40 | 0,16 | 18,30 | 7,00 | 99,72 | |
| Глинистый минерал (чист.) | 50,29 | 6,00 | 0,54 | 0,43 | 23,98 | 1,01 | 0,12 | 0,77 | 0,31 | 9,30 | 7,0 | 99,74 | |
| Ионный состав | | | | | | | | | | | | | |
| Количество ионов | 3,60 | 0,50 | 0,03 | 0,03 | 2,56 | 0,08 | 0,02 | 0,07 | 0,06 | | | | |
| Координация | IV | | VI | | | XII | | | | | | | |

Кристаллохимическая формула сапонита:



Параметры: в расч. = 9,171 Å; a = 5,29 Å; c = 29,21 Å; B = 100°

переходит в свою ненабухающую модификацию с $d/n = 9,5\text{\AA}$, а при 850°C полностью разрушается. Интересно вспомнить, что большинство монтмориллонитов теряют необратимо регидратационную способность в пределах 600°C .

Столь высокая регидратационная способность исследуемого образца объясняется, по нашему мнению, слабым изоморфизмом как в тетраэдрических так и в октаэдрических слоях решетки, а также малым количеством катионов Са и К компенсирующих избыточный отрицательный заряд решетки.

Судя по электронномикроскопическому снимку, частицы исследуемого образца имеют форму удлинённых цилиндров с округлыми торцовыми частями (отношение длины к диаметру частиц в среднем равно: $l/d = 3,5$) и, по-видимому, являются обломками длинных слегка изогнутых нитевидных агрегатов.

ИК-спектры образца сняты на спектрофотометре ИКС-14 в области 2,5-15 микрон дают ряд максимумов ($2,75/m$; $2,93/m$; $6,1/m$; $8-10,5/m$) характерных для монтмориллонитов. В тоже время в спектре отсутствует максимум в $11,95/m$, характеризующий трехслойные пакеты.

В исследуемом образце была определена также обменная емкость равная 31 мг. экв (на 100 гр), имеющая промежуточное значение между обменной емкостью монтмориллонита (100 мг. экв) и вермикулита (16 мг. экв).

Таким образом, исследованный нами глинистый минерал представляет собой триоктаэдрический монтмориллонит (сапонит), обладающий высокой регидратационной способностью (вплоть до 750°C) и оригинальной формой первичных частиц (нитевидные агрегаты частиц или отдельные частицы цилиндрической формы).

Глинистый минерал монтмориллонитового типа в значительном количестве встречается на Кодис-Дзирском месторождении. В измененном альбитофире в ассоциации с реальгаром и киноварью в большом количестве представлен белый глинистый минерал, замещающий совместно с кальцитом и сульфидами полевые шпаты альбитофировой дайки. Рентгеноструктурный анализ по величине базальных рефлексов, наблюдаемых на дифрактограмме ($15,4\text{\AA}$, $14,0\text{\AA}$ с соответствующими порядками) позволил отнести этот минерал к монтмориллониту и хлориту.

Дополнительная обработка (насыщение глицерином) показала на дифрактограмме появление рефлекса, равного $15,8\text{\AA}$, не характерного для монтмориллонита, у которого этот рефлекс должен был быть в этих условиях равным $17,6\text{\AA}$. Это же подтверждается завышенным ($11,8\text{\AA}$ и $11,0\text{\AA}$) межплоскостным расстоянием нагретого до 600°C образца. Наличие хлорита также ставится под сомнение в связи с тем, что в нагретом до 600°C образце рефлекс в 14\AA исчезает, тогда как у типичного хлорита он должен был значительно уменьшиться по интенсивности. Все это позволяет сделать предположение о наличии неупо-

Рентгеновские данные исходного, прогретого до 600°C и обработанного глицерином глинистого минерала

Таблица 6

| № п/п | Исходный | | | | Прогретый | | | Обраб. глицерином | | | |
|----------|----------|------|-----|-------|-----------|-----|------|-------------------|-----|-------|---|
| | d/n | I | n/n | d/n | I | n/n | d/n | I | n/n | d/n | I |
| 1 | 15,35 | 100 | 23 | 2,970 | 16,8 | 1. | 11,8 | | 1. | 15,8 | |
| 2 | 14,00 | 100 | 24 | 2,860 | 17,5 | 2. | 11,0 | | 2. | 11,02 | |
| 3 | 10,37 | 56,5 | 25 | 2,840 | 17,5 | 3. | 9,8 | | 3. | 10,0 | |
| 4 | 7,88 | 10,7 | 26 | 2,800 | 16,8 | | | | 4. | 7,1 | |
| 5 | 7,50 | 13,7 | 27 | 2,677 | 5,3 | | | | | | |
| 6 | 7,15 | 27,5 | 28 | 2,629 | 5,3 | | | | | | |
| 7 | 6,54 | 9,2 | 29 | 2,556 | 13,0 | | | | | | |
| 8 | 5,230 | 23,4 | 30 | 2,423 | 7,6 | | | | | | |
| 9 | 4,990 | 40,5 | 31 | 2,915 | 6,1 | | | | | | |
| 10 | 4,782 | 64,0 | 32 | 2,248 | 6,1 | | | | | | |
| 11 | 4,477 | 43,0 | 33 | 2,121 | 6,1 | | | | | | |
| 12 | 4,268 | 40,0 | 34 | 2,074 | 5,3 | | | | | | |
| 13 | 4,070 | 27,5 | 35 | 2,009 | 12,2 | | | | | | |
| 14 | 3,940 | 30,0 | 36 | 1,917 | 5,3 | | | | | | |
| 15 | 3,820 | 26,0 | 37 | 1,871 | 5,3 | | | | | | |
| 16 | 3,745 | 28,2 | 38 | 1,810 | 7,6 | | | | | | |
| 17 | 3,697 | 43,5 | 39 | 1,664 | 12,2 | | | | | | |
| 18 | 3,570 | 43,0 | 40 | 1,637 | 8,4 | | | | | | |
| 19 | 3,510 | 43,0 | 41 | 1,619 | 5,3 | | | | | | |
| 20 | 3,340 | 100 | 42 | 1,605 | 4,6 | | | | | | |
| 21 | 3,050 | 18,3 | 43 | 1,537 | 4,6 | | | | | | |
| 22 | 3,020 | 18,3 | 44 | 1,486 | 4,6 | | | | | | |

рядоченного смешаннослоистого монтмориллонит-хлоритового образования.

В рудах Дарбазского ртутного проявления Болнисского рудного района встречается каолинит в ассоциации с киноварью, пиритом и баритом, редко алунином. В аргиллизированных андезитовых порфиритах каолинит замещает полевые шпаты и железо-магнезиальные силикаты.

На рентгенограмме отобранного нами глинистого вещества (табл. 7) характерный для каолинита дублет в области больших углов (1,34 и 1,30Å) расщеплен отражением с $d/n = 1,31$, характерным для диккита, что позволяет допустить наличие смеси каолинита и диккита. При просмотре под микроскопом глинистого препарата в общей массе наблюдаются шестиугольные формы присущие кристаллам диккита. На термической кривой устанавливается один эндотермический эффект при температуре 690°C.

Таблица 7

Результаты рентгеноструктурного анализа смеси каолинита и диккита

| № п/п | d/n | I | n/n | d/n | I | n/n | d/n | I |
|-------|--------|-----|-----|-------|----|-----|--------|----|
| 1 | (7,9) | 47 | 18 | 2,715 | 5 | 35 | 1,679 | 6 |
| 2 | 7,15 | 100 | 19 | 2,630 | 7 | 36 | 1,660 | 28 |
| 3 | 4,80 | 8 | 20 | 2,580 | 12 | 37 | 1,649 | 20 |
| 4 | 4,66 | 9 | 21 | 2,556 | 25 | 38 | 1,615 | 17 |
| 5 | 4,44 | 29 | 22 | 2,525 | 27 | 39 | 1,580 | 9 |
| 6 | 4,36 | 37 | 23 | 2,488 | 33 | 40 | 1,537 | 14 |
| 7 | 4,24 | 35 | 24 | 2,370 | 35 | 41 | 1,4817 | 27 |
| 8 | 4,17 | 39 | 25 | 2,331 | 53 | 42 | 1,445 | 8 |
| 9 | (3,94) | 55 | 26 | 2,285 | 37 | 43 | 1,4258 | 6 |
| 10 | 3,85 | 25 | 27 | 2,185 | 8 | 44 | 1,3982 | 3 |
| 11 | 3,71 | 20 | 28 | 2,125 | 13 | 45 | 1,3865 | 5 |
| 12 | 3,57 | 100 | 29 | 1,980 | 21 | 46 | 1,3693 | 7 |
| 13 | 3,34 | 44 | 30 | 1,930 | 8 | 47 | 1,3375 | 11 |
| 14 | 3,09 | 7 | 31 | 1,890 | 6 | 48 | 1,3163 | 6 |
| 15 | 3,05 | 4 | 32 | 1,836 | 13 | 49 | 1,3015 | 15 |
| 16 | 2,832 | 5 | 33 | 1,785 | 19 | 50 | 1,280 | 6 |
| 17 | 2,755 | 11 | 34 | 1,702 | 4 | | | |

Карбонаты широко развиты в рудах ртутных месторождений Грузии. Количественно они уступают диккиту в месторождениях залегающих в алюмосиликатных породах (Ахейское, Авадхарское, Талахианское, Цители-Хевское, Лебурцхильское и др.),

но преобладают в рудах залегающих в известняках (Кодис-Дзирри). Количество жильного карбоната повышено в рудах залегающих в глинистых сланцах и песчаниках с завышенной карбонатностью.

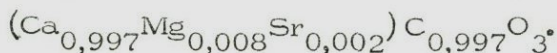
В исследуемых месторождениях карбонаты представлены в основном кальцитом, редко наблюдается доломит, анкерит (участок Шура Ахейского месторождения) и сидерит (Цители-Хевское месторождение).

Кальцит встречается в рудах в ассоциации с диккитом, кварцем, каолинитом, баритом, монтмориллонитом, цеолитом (ломонтит), киноварью, антимонитом, пиритом, марказитом. На Кодис-Дзирском мышьяково-ртутном месторождении выделяется четыре генерации кальцита, на Талахианском месторождении ртути две, на Авадхарском и Ахейском месторождениях три. Кальциты представлены белой, серой, реже розовой и черной окраски. На Лекнаринском антимонитовом рудопроявлении и на Авадхарском месторождении (уч. Макратела) наблюдаются местами прожилки и гнезда черного кальцита. Окраска их в розовый, серый и черный цвета обусловлена тонкодисперсными включениями посторонних минералов (киновари, пирита и других).

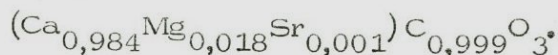
Таблица 8
Результаты химических анализов карбонатов

| Компоненты | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|-------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| CaO | 55,60 | 55,05 | 27,85 | 54,11 | 29,35 | 53,95 | 55,00 | 52,30 | 54,45 |
| MgO | 0,34 | 0,74 | 10,33 | 0,65 | 20,83 | 0,51 | 0,41 | 1,92 | 0,41 |
| FeO | 0,04 | 0,04 | 17,60 | 1,15 | 1,30 | 0,50 | 0,35 | 1,19 | 0,40 |
| MnO | 0,06 | 0,04 | 0,95 | 0,20 | 0,10 | 0,06 | 0,10 | 0,22 | 0,04 |
| SrO | 0,20 | 0,15 | 0,10 | 0,35 | 0,30 | 1,00 | 0,50 | 0,10 | 1,00 |
| Na ₂ O | 0,08 | 0,05 | 0,02 | - | - | - | - | - | - |
| K ₂ O | 0,02 | 0,06 | 0,05 | - | - | - | - | - | - |
| CO ₂ | 43,56 | 43,81 | 43,05 | 43,42 | 46,95 | 43,95 | 43,80 | 43,92 | 43,55 |
| Σ | 99,90 | 99,94 | 99,95 | 99,88 | 99,83 | 99,87 | 99,81 | 99,65 | 99,85 |

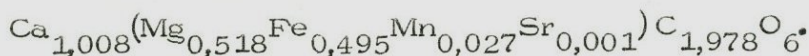
1. Кальцит из месторождения Ахахча. Кристаллохимическая формула:



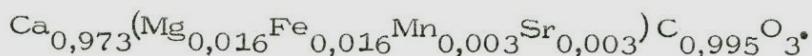
2. Кальцит из месторождения Ахахча. Кристаллохимическая формула:



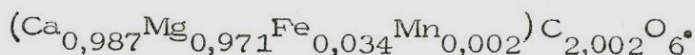
3. Анкерит из участка Шура Ахейского месторождения. Кристаллохимическая формула:



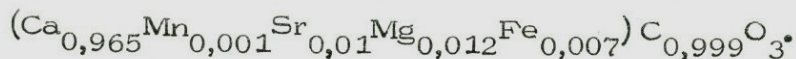
4. Кальцит из участка Шура Ахейского месторождения. Кристаллохимическая формула:



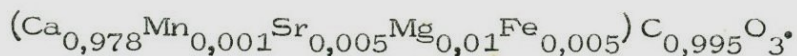
5. Доломит из участка Шура Ахейского месторождения. Кристаллохимическая формула:



6. Светло-серый кальцит из Кодис-Дзирского месторождения. Кристаллохимическая формула:



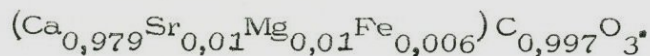
7. Белый кальцит из Кодис-Дзирского месторождения. Кристаллохимическая формула кальцита:



8. Серый кальцит из Кодис-Дзирского месторождения. Кристаллохимическая формула кальцита:



9. Черный кальцит из сурьмяного проявления Лекнара Горной Рачи. Кристаллохимическая формула кальцита:



Кварц широко развит в рудах залегающих в алюмосиликатных породах – песчаниках, алевролитах, глинистых сланцах, в различных порфиритах, туфах, туфобрекчиях и др. Обычно устанавливаются две генерации кварца. Кварц ранней генерации, преимущественно с мелкозернистыми агрегатами, ассоциирует с арсенопиритом, пиритом и кальцитом. Кварц поздней генерации также мелкозернистый, образует совместно с кальцитом, диккитом, антимонитом, киноварью и метациннабаритом прожилки и гнезда.

Таким образом, в ртутных рудах залегающих в алюмосиликатных породах типоморфным жильным минералом является диккит, а в специфических условиях, когда вмещающие породы создают щелочную среду (альбитофиры в известняках или адуляризованные и цеолитизированные порфириды), образуется монмориллонит. В карбонатных породах характерным жильным минералом ртутных руд является кальцит. Подчиненное развитие имеет кварц, обычно приуроченный к участкам проявления ранней кварц-пирит-арсенопиритовой минерализации.

ЛИТЕРАТУРА

- Бабкин П.В. Ртутное оруденение Северо-Востока СССР, Изд. "Наука". 1969.
- Везиришвили Е.К. Глинистый минерал из лейаса Горной Рачи и Абхазии Сб. Тр. ин-та геол. и минер. АН СССР, 1951.
- Волостных Г.Т. Аргиллизация и оруденение. Изд. "Недра", 1972.
- Грим Р.Е. Минералогия глин. Изд. И.Л., 1958.
- Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Изд. "Мир", 1966.
- Демидова Н.Г. О дикките из Тибского месторождения ртути (Северный Кавказ). Вестн. Моск. унив., № 2, 1959.
- Зубов В.И. О дикките одного из ртутных месторождений Северо-Западного Кавказа. В сб. "Конституция и свойства минералов". Киев, 1966.
- Кекелия С.А., Салия Д.Г., Диккит из Абхазских ртутных месторождений. Тр. КИМС, вып. IV (6), 1963.
- Кузнецов В.А. Основные проблемы металлогении ртути. В сб. "Вопросы металлогении ртути", Изд-во "Наука", 1968.
- Михеев В.И. Рентгенометрический определитель минералов. Госгеолтехиздат, 1957.
- Салия Д.Г. Вещественный состав руд ртутных и ртутно-мышьяковых месторождений Горной Рачи. Тр. КИМС, вып. VIII (10), сер. полезн. ископ., 1970.
- Салия Д.Г. Минеральный состав и условия формирования руд ртутных месторождений Большого Кавказа. Тр. КИМС, вып. IX (11), 1971.
- Твалчрелидзе Г.А. Эндогенная металлогения Грузии. Госгеолтехиздат, М., 1961.
- Федорчук В.П. Околорудные изменения ртутно-сурьмяных

месторождений. М., 1969.

Чехани А.А., Салия Д.Г., Гогишвили В.Г. Ртутная минерализация в верхнемеловой вулканогенной свите Южной Грузии. Сообщ. АН ГССР, 69, № 2, 1973.

Утехин Г.М., Старицин Ф.В. О дикките ртутного месторождения Северо-Западного Кавказа. Зап. Всес. мин. об-ва, II серия. часть 97, 1968.

А.Г. Твалчрелидзе

Некоторые геохимические и физико-химические особенности пирротинового оруденения Горной Абхазии

Генезис медно-пирротиновых рудопроявлений Южного склона Большого Кавказа обратил на себя пристальное внимание исследователей в последнее время в связи с открытием крупных медноколчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений в Азербайджане и Горном Дагестане (Буадзе и др., 1972; Жабин, Рябова, 1971; Мазанов, 1971; Г. Твалчрелидзе, Буадзе, 1972,¹⁻²; Г. Твалчрелидзе и др., 1972; А. Твалчрелидзе, 1973 и др.).¹⁻² В этих работах в отличие от более ранних (Г. Твалчрелидзе, 1961; Азизбеков и др., 1964), приводятся доказательства в пользу сложного, полигенетического происхождения месторождений колчеданной и медно-пирротиновой формаций. При этом, если гидротермально-осадочный (либо осадочный) генезис ранних колчеданных залежей не вызывает сомнений, то относительно условий формирования пирротинового оруденения до настоящего времени нет полного единодушия. Так, Д.Д. Мазанов, А.Г. Жабин, Т.В. Рябова и А.Г. Твалчрелидзе считают пирротиновые руды метаморфогенными, а Г.А. Твалчрелидзе, В.И. Буадзе и др. признают гидротермальный их генезис.

В настоящей статье сделана попытка привлечения микро-геохимических особенностей сульфидов железа и их некоторых физико-химических свойств с целью расшифровки генезиса пирротиновых залежей Горной Абхазии.

Геологическое строение и минералогия медно-пирротиновых рудопроявлений Горной Абхазии

Г.А. Твалчрелидзе (1961) установил, что медно-пирротиновый пояс Южного склона Большого Кавказа состоит из ряда локальных кулис, расположенных в идентичных геологических структурах. В Горной Абхазии оруденение приурочено к Чхалтинско-Лайлинской зоне (по П.Д. Гамкрелидзе, 1955), сложенной черными гидромусковит-хлоритовыми аспидными сланцами лейаса. На севере эта структура частично перекрыта вдоль Главного Кавказского надвига древними кристаллическими породами. На юге, также по крупному субширотному разлому, она граничит с Гагринско-Джавской зоной, представляющей собой наложенный

на кристаллический фундамент нижнемезозойский геосинклинальный прогиб (И. Гамкрелидзе, 1969).

Таким образом, формирование современной структуры Чхалтинско-Лайлинской зоны сопровождалось тектоническими движениями по двум ограничивающим разломам, вследствие чего она преобразовалась в зону смятия, сложенную интенсивно складчатыми, опрокинутыми на юг сланцами, разбитыми кливажом осевой плоскости (по Аджирею, 1966). Большое развитие в зоне имеют трещины, оперяющие главный надвиг, которыми значительно осложнена складчатая структура.

Среди медно-пирротиновых рудопроявлений можно выделить две морфологических разновидности рудных тел: жильную и пластообразную.

Рудные жилы (рудопроявления типа Твибрашери) выполняют трещины, главным образом развитые по кливажу. Часто они приурочены к разломам, и в этом случае отдельные обломки вмещающих пород вовлечены в тектонические брекчии с рудным цементом. Рудные тела этого типа характеризуются прожилково-сетчатым характером рассеянного оруденения большого вертикального размаха и, по-видимому, представляют собой оруденелую систему рудоподводящих каналов (А. Твалчрелидзе, 1973).

Оруденение другого типа (Шахазия, Меррибач и др.) связано с ранними серноколчеданными залежами, служившими для рудных растворов геохимическими "барьерами". Эти ранние колчеданы согласны с вмещающими породами, часто будинированы и их возможно трактовать, как гидротермально-осадочные, принципиально ничем не отличающиеся от таковых Восточного Кавказа (Смирнов, 1967).

Минеральный состав рудопроявлений обоих типов идентичен. Можно выделить три одновременные парагенетические минеральные ассоциации, соответствующие трем этапам формирования медно-пирротиновых рудных тел, поскольку каждый раз реювенация процесса рудообразования сопровождалась отложением отличных по составу рудных минералов.

Самая ранняя минеральная ассоциация состоит исключительно из пирита. Этот пирит-1 сложен отдельными катаклазированными и сильно корродированными реликтами различного размера (0,1 - 1 мм) и кубического габитуса. В крупных выделениях катаклаз проявлен менее интенсивно и захватывает преимущественно их края. Структура пирита-1 кристаллическая, идиоморфно-зернистая.

Более поздняя пирротин-полиметаллическая минеральная ассоциация состоит из пирротина, халькопирита, сфалерита и галенита. Характерной для нее является субграфическая структура, свидетельствующая об одновременности кристаллизации сульфидов цветных металлов и пирротина. Исследование послед-

него при помощи магнитной эмульсии выявило его гексогональную сингонию. Взаимоотношения пирита-1 и пирротина указывает на развитие последнего за счет замещения серноколчеданных руд.

Поздняя кварц-халькопирит-пиритовая ассоциация развита в кварцевых жилах, которые секут пирротин-полиметаллические руды. Ассоциация представлена пиритом-II, халькопиритом и кварцем. Вокруг агрегатов кварц-халькопирит-пиритовых руд пирротин интенсивно дисульфидизирован и замещен колломорфным пирит-маказитовым агрегатом. Выделенные под микроскопом разновидности сульфидов железа сильно отличаются по микротвердости (табл. 1) и по количественному соотношению заключенных в них элементов-примесей (см. табл. 6).

Рентгеновский микроанализ сфалеритов и пирротинов (микросонд УХА-5 японской фирмы "Geol", кафедра полезных ископаемых МГУ), произведенный Н.И. Ереминым и автором, выявил их близкий состав во всех образцах (табл. 2 и 3). Сфалерит повсеместно характеризуется сильной железистостью, а пирротин гексагонален. Контрольные анализы состава пирротинов методом Р. Арнольда (1966) выявили хорошую сходность результатов (табл. 4).

Как видно из приведенных таблиц, железистость сфалеритов изменяется от 6,3 до 8 вес. %, а состав пирротинов колеблется от Fe_7S_8 до $Fe_{10}S_{11}$. Геохимическая интерпретация результатов приведена ниже.

Таблица 1

Микротвердость различных генераций
сульфидов железа

| Наименование минерала | Количество определений | H, кг/мм ² | | | S | V |
|-----------------------|------------------------|-----------------------|-----|------|-----|-------|
| | | max | min | cp | | |
| пирит-1 | 100 | 1894 | 514 | 982 | 140 | 14,26 |
| марказит | 50 | 1145 | 845 | 917 | 183 | 13,4 |
| пирротин | 50 | 402 | 277 | 333 | 2,6 | 0,8 |
| пирит-II | 100 | 2027 | 845 | 1262 | 203 | 16,1 |

S - среднее квадратическое отклонение

V - коэффициент вариации

Таблица 2

Особенности химического состава фалеритов (Шхалзия) по данным рентгеновского микроанализа

| № образца | Наименование элемента | $K_{\&}$ | $f_{ат}$ | $f_{пог}$ | $f_{фл}$ | F | C, вес % | $\sum C$, вес % | Химическая формула | N_{fes} моль % |
|------------------|-----------------------|----------|----------|-----------|----------|--------|----------|------------------|-----------------------------|------------------|
| 57 ^I | S | 0,2211 | 1,1000 | 0,5915 | - | 0,6507 | 33,97 | 100,36 | $(Zn_{0,8988}Fe_{0,1093})S$ | 10,89 |
| | Fe | 0,0671 | 0,9685 | 0,9648 | 1,0613 | 0,9920 | 6,77 | | | |
| | Zn | 0,5484 | 0,9333 | 0,9851 | - | 0,9194 | 59,62 | | | |
| 57 ^{II} | S | 0,2251 | 1,0978 | 0,5994 | - | 0,6580 | 34,21 | 101,21 | $(Zn_{0,8550}Fe_{0,1232})S$ | 12,44 |
| | Fe | 0,0727 | 0,9683 | 0,9649 | 1,0601 | 0,9910 | 7,34 | | | |
| | Zn | 0,5484 | 0,9334 | 0,9847 | - | 0,9191 | 59,66 | | | |
| 81 ^I | S | 0,2162 | 1,0997 | 0,5930 | - | 0,6521 | 33,15 | 100,21 | $(Zn_{0,8988}Fe_{0,1093})S$ | 10,89 |
| | Fe | 0,0627 | 0,9684 | 0,9649 | 1,0611 | 0,9915 | 6,31 | | | |
| | Zn | 0,5599 | 0,9336 | 0,9862 | - | 0,9207 | 60,75 | | | |
| 81 ^{II} | S | 0,2267 | 1,0978 | 0,5994 | - | 0,6580 | 34,45 | 102,12 | $(Zn_{0,8665}Fe_{0,1135})S$ | 11,46 |
| | Fe | 0,0675 | 0,9686 | 0,9649 | 1,0602 | 0,9918 | 6,81 | | | |
| | Zn | 0,5599 | 0,9334 | 0,9855 | - | 0,9200 | 60,86 | | | |
| 89 ^I | S | 0,2195 | 1,1003 | 0,5900 | - | 0,6492 | 33,81 | 98,71 | $(Zn_{0,8320}Fe_{0,1282})S$ | 13,08 |
| | Fe | 0,0747 | 0,9682 | 0,9650 | 1,0598 | 0,9903 | 7,55 | | | |
| | Zn | 0,5265 | 0,9331 | 0,9839 | - | 0,9181 | 57,35 | | | |
| 89 ^{II} | S | 0,2211 | 1,1003 | 0,5900 | - | 0,6492 | 34,06 | 99,34 | $(Zn_{0,8263}Fe_{0,1332})S$ | 13,34 |
| | Fe | 0,0782 | 0,9681 | 0,9651 | 1,0593 | 0,9898 | 7,90 | | | |
| | Zn | 0,5265 | 0,9330 | 0,9835 | - | 0,9176 | 57,38 | | | |

$K_{\&}$ - отношение интенсивности рентгеновского излучения на образце и эталоне;

$f_{ат}$ - поправка на обратное рассеяние электронов;

$f_{пог}$ - поправка на поглощение рентгеновских фотонов;

$f_{фл}$ - поправка на флуоресцентное возбуждение фотонов железа;

F - общая поправка;

C - концентрация элемента;

$\sum C$ - сумма концентраций элементов;

N_{fes} - мольная доля FeS

Таблица 3

Особенности химического состава пирротитов по данным рентгеновского микроанализа

| № образца | Наименование элемента | $K_{\&}$ | F | C, вес. % | $\sum C$, вес. % | Химическая формула | Средняя химическая формула | N_{fes} , моль. % |
|------------------|-----------------------|------------------|------------------|----------------|-------------------|------------------------|---------------------------------|----------------------------|
| 57 ^I | S Fe | 0,3119 0,5521 | 0,7801 0,9171 | 39,98 60,19 | 100,17 | Fe _{0,8644} S | Fe ₆ S ₇ | 92,76 |
| 57 ^{II} | S Fe | 0,3101 0,5541 | 0,7795 0,9171 | 39,78 60,40 | 100,18 | Fe _{0,8718} S | Fe ₇ S ₈ | 93,16 |
| 81 ^I | S Fe | 0,3043 0,5599 | 0,7778 0,9186 | 39,12 60,96 | 100,08 | Fe _{0,8947} S | Fe ₈ S ₉ | 94,44 |
| 81 ^{II} | S Fe | 0,3068 0,5682 | 0,7775 0,9188 | 39,46 61,84 | 101,30 | Fe _{0,8997} S | Fe ₉ S ₁₀ | 94,72 |
| 87 ^I | S Fe | 0,3045 0,5652 | 0,7774 0,9189 | 39,17 61,51 | 100,68 | Fe _{0,9002} S | Fe ₉ S ₁₀ | 94,82 |
| 87 ^{II} | S Fe | 0,3103 0,5709 | 0,7778 0,9185 | 39,89 62,16 | 102,05 | Fe _{0,8999} S | Fe ₉ S ₁₀ | 94,78 |
| 85 ^I | S Fe | 0,3058 0,5610 | 0,7780 0,9184 | 39,31 61,08 | 100,39 | Fe _{0,8912} S | Fe ₉ S ₁₀ | 94,32 |
| 85 ^{II} | S Fe | 0,3117 0,5548 | 0,7797 0,9173 | 39,98 60,48 | 100,47 | Fe _{0,8700} S | Fe ₇ S ₈ | 93,70 |
| 89 ^I | S Fe | 0,3104 0,5567 | 0,7793 0,9176 | 39,84 60,66 | 100,50 | Fe _{0,8760} S | Fe ₇ S ₈ | 93,78 |
| 89 ^{II} | S Fe | 0,3259 0,5637 | 0,7772 0,9191 | 38,93 61,33 | 100,26 | Fe _{0,9045} S | Fe ₉ S ₁₀ | 95,02 |
| 70 ^I | S Fe | 0,3034 0,5618 | 0,7775 0,9188 | 39,02 61,14 | 100,16 | Fe _{0,8996} S | Fe ₉ S ₁₀ | 94,82 |
| 78 ^{II} | S Fe | 0,3106 0,5598 | 0,7792 0,9177 | 39,92 60,96 | 100,88 | Fe _{0,8768} S | Fe ₇ S ₈ | 94,14 |

$K_{\&}$ - отношение интенсивностей рентгеновского излучения на образце и эталоне;

F - общая поправка;

C - концентрация элемента;

$\sum C$ - сумма концентраций элементов;

N_{fes} - мольная доля FeS.

Таблица 4

Особенности химического состава пирро-
тинов по данным рентгено-структурного
анализа методом Р. Арнольда

| № образца | Угол $2\theta^{\circ}$ | $d(102)$, Å | содерж. Fe вес. % | Химическая формула | Средняя хи- мическая формула | N_{FeS} моль. % |
|-----------|------------------------|--------------------------|-------------------------|------------------------------|------------------------------------|-----------------------------|
| 574 | 56,13 | 2,059 | 61,2 | $\text{Fe}_{0,9006}\text{S}$ | Fe_9S_{10} | 95,12 |
| 573 | 56,17 | 2,058 | 61,0 | $\text{Fe}_{0,8981}\text{S}$ | Fe_9S_{10} | 94,72 |
| 572 | 56,25 | 2,055 | 60,7 | $\text{Fe}_{0,8870}\text{S}$ | Fe_8S_9 | 94,01 |
| 525 | 56,00 | 2,063 | 61,3 | $\text{Fe}_{0,9101}\text{S}$ | $\text{Fe}_{10}\text{S}_{11}$ | 95,26 |

$d(102)$ - межплоскостное расстояние в плоскости (102)

N_{FeS} - мольная доля FeS.

Геохимические особенности сульфидов железа

При анализе геохимических особенностей сульфидов железа наибольшее внимание уделялось никелю, кобальту и меди, как единственным изоморфным элементам-примесям сульфидов железа (за исключением металлов группы рутения) (Бадалов, Поваренных, 1970).

Для месторождений колчеданной и медно-пирротиновой рудных формаций большую генетическую информацию содержит отношение содержаний никеля и кобальта, образующих изоморфные примеси в пирите и пирротине (Hegemann, 1943; Цамбел, Ялковский, 1971; Прохоров, 1970; Еремин, 1971).

В частности, Ф. Хогеманн отмечает, что отношение концентрации никеля и кобальта постоянно для сульфидов железа осадочных месторождений и варьирует в широком диапазоне для сульфидов, образовавшихся из гидротермальных растворов или метаморфическим путем. Исследованиями Н.И. Еремина и его соавторов (1969; 1970₁; 1970₂; 1971), проведенными с помощью лазерного микроанализатора LMA-1, установлено, что пирит разных генераций в пределах единых колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений, дифференцируется по содержанию (и отношению) никеля и кобальта, тогда как отношение этих металлов стабильно в пределах одной генерации, причем вариации этих величин возрастают от ранних генераций к поздним. Поэтому необходимость микроспектральных исследований очевидна. Между тем, нам известно всего два случая количественного определения никеля и кобальта в пиритах (Bartholomé and us., 1971; Сидоров, Рудашевский, 1971). В обоих случаях речь идет об аномалиях по содержанию никеля и кобальта (до 4-х вес. %) пиритах, проанализированных на рентгеновском микроанализаторе "Cameca". В обычных же случаях необходимым становится лазерный микроспектральный анализ, из-за низкой пороговой чувствительности рентгеновского.

Содержание Ni, Co и Cu в пирите-1 по
данным лазерного микроанализа

Таблица 5

| № аншлифа | Размер зерна, мм | Место отбора пробы в зерне | Co 3453 Å | | Ni 3414 Å | | Δ S Cu 3273 Å |
|--------------|------------------------|-------------------------------------|-----------|--|-----------|--|------------------|
| | | | Δ S | содерж., вес. % x 10 ⁻³ | Δ S | содерж., вес. % x 10 ⁻³ | |
| 72-34 T | 0,8 | центр | 46 | 48 | 2 | 2 | 47 |
| | | край | 10 | 9 | 1 | 2 | 18 |
| | 0,3 | центр | 17 | 17 | 4 | 5 | 43 |
| | | край | 2 | 5 | - | - | 17 |
| 72-33 ТБ | 0,1 | | 2 | 5 | - | - | 5 |
| 72-42 T | 1 | центр | 27 | 31 | 6 | 20 | 55 |
| | | край | 6 | 14 | 1 | 5 | 31 |
| 72-43 ТА | 0,2 | | 3 | 7 | - | - | 7 |
| 72-43 T | 0,1 | | 3 | 6 | - | - | 3 |
| 72-34 ТБ | 0,9 | центр | 61 | 45 | 28 | 36 | 94 |
| | 0,1 | край | 7 | 11 | - | - | 30 |
| | | | 4 | 7 | - | - | 18 |
| 72-34 ТБ | 0,5 | центр | 10 | 14 | - | - | 57 |
| | | край | 3 | 6 | - | - | 18 |
| 72-38 T | 1 | центр | 64 | 51 | 7 | 1 | 112 |
| | | край | 2 | 5 | - | - | 45 |
| | | край | 2 | 5 | - | - | 18 |

Таблица 6

Среднее содержание Ni, Co и Cu в сульфиде железа по данным лазерного микроанализа

| Наименование минерала | Место отбора пробы в зерне | Содержание элементов-примесей | | |
|-----------------------|----------------------------|-------------------------------|-----------------------------|-----------------------------|
| | | Cu, ΔS | Co, вес. % $\times 10^{-3}$ | Ni, вес. % $\times 10^{-3}$ |
| пирит-1 | центр | 100 | 44+1 | 9+2 |
| | периферия | 55 | 19+1 | - |
| | край | 14 | 6+0,5 | - |
| пирротин | | 45 | 17+7 | 10+2 |
| пирит-II | | 20 | 25+1 | 6+1 |
| марказит | | 21 | 15+1 | 4+2 |

Таблица 7

Температуры кристаллизации пирротина по распределению между краями зерен пирита-1 и пирротина

| № аншлифа | содерж. Co в пирите вес. % $\times 10^{-3}$ | содержание Co в пирротине вес. % $\times 10^{-3}$ | t ^o C |
|------------------|---|---|------------------|
| 72-34 Т | 6 | 14 | 331 |
| 42-43 Т | 6 | 21 | 317 |
| 72-33 ТБ | 5 | 25 | 305 |
| 72-38 Т | 11 | 26 | 331 |
| средние значения | 6 | 17 | 331 |

Эмиссионный микроспектральный анализ производился на лазерном микроанализаторе LMA -1 со спектрографом PGS-2 (Народное предприятие "Карл Цейсс") таким образом, что каждый отдельный спектр получался после трехкратного удара лазерным лучем полированной поверхности минерала, что повышает надежность результатов. Для количественного определения никеля и кобальта эталонами служили природные пириты с известным содержанием этих металлов. Фотометрирование производилось на микрофотометре МФ-3 для спектральных линий 3453\AA Co, 3414\AA Ni и 3273\AA Cu. При анализе уделялось внимание раннему пириту-1, для каждого крупного ($\geq 0,4$ мм (зерна которого центральные и краевые части анализировались отдельно табл. 5) и пирротину, лазерный отбор пробы которого производился в непосредственной близости от проанализированного зерна пирита. В табл. 6 средних содержаний содержание никеля и кобальта приведены в вес. %, а для меди - данные об интенсивности ее спектральной линии ΔS .

Микроспектральный анализ устанавливает в распределении никеля, кобальта и меди следующие закономерности (А. Твалчрелидзе и др., 1973).

1. В центральных частях крупных кристаллов раннего пирита (до 1 мм) наблюдаются повышенные содержания кобальта, никеля и меди (Co до 0,044 вес. %, Ni до 0,0089 вес. %, ΔS меди 100). В краевых частях этих-же кристаллов содержание элементов-примесей незначительно (ΔS меди - 14, кобальта - 0,0064 вес. %, никель не улавливается). В более мелких выделениях раннего пирита (до 0,5 мм), в которых корродированы и центральные части зерен, содержание элементов-примесей в центре уже понижено (ΔS меди - 55, кобальта - 0,019 вес. %, никель не улавливается), в краевых частях содержания такие же, как и в краях вышеописанных крупных выделений. В мелких реликтах серных колчеданов (около 0,1-0,3 мм) зональность по содержанию элементов-примесей не наблюдается, содержание последних мизерны (ΔS меди - 14, кобальта - 0,0064 вес. %, никель не улавливается).

Таким образом, можно выделить три принципиальные зоны по содержанию элементов-примесей в раннем пирите-1.

2. Содержание кобальта, никеля и меди в пирротине не стабильно (коэффициенты вариации для кобальта и никеля соответственно равны 14, 76 и 17, 53), однако пространственной закономерности в изменении содержаний не наблюдается. Можно только отметить изменение содержания кобальта в пирротине таким образом, что константа равновесия кобальта между краевыми частями пирита-1 и пирротинном ($K = \frac{C_{Co}^{Py'}}{C_{Co}^{Po}}$), где $C_{Co}^{Py'}$ и C_{Co}^{Po} - концентрации кобальта в раннем пирите-1

и пирротине соответственно) не превышает 0,4.

3. Содержание элементов-примесей в пирите-II (как в кристаллическом, так и колломорфном, образованном за счет дисульфидизации пирротина) и марказита не превышают 0,028 вес. % для кобальта и 0,0065 вес. % для никеля (табл. 6). Тот факт, что для пирита-II как кристаллического, так и колломорфного наблюдаются одинаковые содержания кобальта и никеля, свидетельствует о связи процесса дисульфидизации пирротина с процессом кристаллизации минералов кварц-халькопирит-пиритовых прожилков. Скорее всего дисульфидизация пирротина связана с его прогревом и последующей закалкой при формировании кварц-халькопирит-пиритовых жил.

Как отмечалось выше, уменьшение содержаний кобальта и никеля центра зерна пирита-I к краям наблюдается лишь в крупных кристаллах, центральная часть которых значительно менее корродирована, чем периферия. В мелких же зернах, содержания элементов-примесей незначительны. Подобная зональность, скорее всего, наряду с минералогическими данными указывает на замещение пирита пирротинном с опережающей "волной" выноса элементов-примесей. Вынос металлов из кристаллов пирита, очевидно, продолжается до тех пор, пока их содержание в обоих сульфидных фазах не становится равновесным. Достижения равновесия между пиритом и пирротинном указывает на инертное поведение серы в момент кристаллизации последней, т.к. при буферных реакциях при привносе серы стабильная ассоциация пирит-пирротин не может существовать (Бартон, Скиннер, 1970). Это означает, что привнос цветных металлов в момент кристаллизации пирротина осуществлялся в бессернистых, возможно в хлоридных растворах.

Температура кристаллизации пирротин-полиметаллических руд

В последние годы в геологической литературе появился ряд интересных работ (Bethke, Banton, 1971; Безмен и др., 1973₁₋₂ и др.), в которых довольно успешно устанавливается температурная зависимость в распределении элементов-примесей между равновесными сульфидными фазами. Эти работы тем более ценны, что к настоящему времени стала ясна бесплодность попыток использования фазовых отношений сульфидных систем в целях геологической термометрии (Куллеруд, 1966; Арнольд, 1966). Исследования в этой области базируются на термодинамической концепции изоморфизма (Mejntire, 1963; Gosh-Dastigan and us., 1970; Урусов, 1971; Ярошевский, 1971) и вносят свежую струю в макроскопическое изучение причин изоморфизма после классических работ А.Е. Ферсмана (1936) и

В.М. Гольдшмидта (1938).

Во всех перечисленных работах отмечается, что изоморфные смеси представляют собой один из типов твердых растворов, поскольку основной их особенностью является способность составляющих атомов (или ионов) к взаимозамещению. Это приводит к формированию смешанных кристаллов (кристаллических твердых растворов замещения). Данное обстоятельство позволяет применить к изоморфным смесям весь аппарат физико-химической теории растворов.

Основным в изоморфизме является вопрос о его причинах. С термодинамической точки зрения единственной причиной изоморфизма служит выигрыш энергии, который в случае идеальных растворов для одного моля системы равен:

$$G = -T\Delta S = RT \sum N_i \ln N_i \quad (1), \text{ где } \Delta G -$$

изменение изобаро-изотермического потенциала, T - абсолютная температура, S - энтропия, R - газовая постоянная, N_i - мольная доля компонента i в растворе. ΔG можно считать мерой энергетической выгодности изоморфной смеси.

В случае реальных растворов появляются кроме энтропийного и другие члены, учитывающие теплоту смешения и изменение энтропии смеси, не связанную с концентрационным эффектом (Ярошевский, 1971):

$$\Delta G = \Delta H - T\Delta S - T\Delta S', \quad (2)$$

Эти величины связаны со строением и могут иметь различные знаки. Для изоморфизма наиболее важен случай, когда $\Delta H \gg 0$, $\Delta S' < 0$. Положительный знак теплоты (энтальпии) смешения связан с деформацией кристаллической решетки минерала при изоморфном вхождении атомов или ионов. Уменьшение энтропии смешения по сравнению с идеальным раствором связано с частичным упорядочением атомного строения растворов.

Как видно из формул (1) и (2), выигрыш энергии при формировании изоморфных смесей не зависит от структурной модели раствора. Однако в твердых телах жесткая структура накладывает ограничения в замещении, что термодинамически можно объяснить отклонением потенциала от идеальной величины:

$$\Delta G = \Delta G_{\text{ид.}} + \Delta G' = RT \sum N_i \ln N_i + RT \sum N_i \ln f_i = RT \sum N_i \ln a_i \quad (3),$$

где $\Delta G_{\text{ид.}}$ - идеальный потенциал, f_i - фугитивность компонента i , a_i - активность компонента i .

Высокие значения теплоты смешения в этом случае приводят к распаду раствора и появлению ограниченности смеси-мости компонентов (Кирчинский, Ярошевский, 1967).

При одновременности кристаллизации двух твердых фаз, происходит одновременное вхождение компонентов в обе фазы, или распределение элементов между фазами твердых систем:

$$M^i o_i + RT \ln N_i = M'' o_i + RT \ln N''^i \quad (4), \text{ где}$$

$M^i o_i$ и $M'' o_i$ - стандартные химические потенциалы компонен-

та i в первой и второй фазе. В этом случае константа равновесия равна:

$$K = \ln \frac{N_i}{N_i'} \quad (5).$$

При анализе распределения элементов-примесей мы имеем дело с компонентами, концентрация которых в растворе близка к нулю, поэтому их поведение будет определяться правилом Генри. В этом случае будут выдерживаться две закономерности: 1) активность компонентов будет постоянной при незначительном изменении их концентрации в растворе; 2) активность одного компонента не будет зависеть от активности других компонентов, которые вмещает твердая фаза (Bethke, Barton, 1971).

Все сказанное выше позволяет утверждать, что распределение элементов-примесей между твердыми фазами зависит главным образом от температуры.

В настоящем исследовании нам наиболее интересна система $FeS_2 - CoS_2 - FeS - CoS$, которая обладает полной смесимостью (Маракушев, Безмен, 1972), что подтверждается и чисто минералогическими ее исследованиями в рудах медного пояса Центральной Африки (Riley, 1968). Закон распределения кобальта между пиритом и пирротинном выражается в формуле:

$K_{рас} = [Co/Fe]_{py} : [Co/Fe]_{pe} = -\frac{\Delta G}{RT}$ (6), где $K_{рас}$ - коэффициент распределения, $[Co/Fe]_{py}$ и $[Co/Fe]_{pe}$ - отношение концентраций кобальта и железа в пирите и пирротине соответственно.

На рис. 1 приведены экспериментальные данные по распределению кобальта между пиритом и пирротинном, полученные Н.И. Безменом и его соавторами (1973₂) для 300°, 400° и 500° С. Как видно из приведенного графика, распределение кобальта идеально, что позволяет его использовать в большом диапазоне концентраций кобальта. Правомочность применения экспериментальных данных в качестве геологического термометра в нашем случае обусловлено следующими причинами:

1. Вынос кобальта из пирита имел место при кристаллизации пирротина, а наличие законсервированности зональности по содержанию элементов-примесей и постоянство концентраций последних в краевых частях кристаллов пирита-1 указывает на достижение равновесия между фазами FeS_2 и FeS .

2. При микроспектральном анализе каждого зерна раннего пирита-1 было проанализировано и соседнее зерно пирротина. В связи с этим появилась возможность фиксирования реальных температур, а на средних, получаемых по средним содержаниям.

В табл. 7 приведены примеры реальных измеренных температур и температур, вычисленных по средним содержаниям. Как видно, пирротин кристаллизовался в узком температурном интервале (331-305°С). В этой связи значительный интерес представляют температуры гомогенизации включений сингенетичного с пирротинном кварца (А. Твалчрелидзе, 1973). Первичные газо-

во-жидкие включения уплощенной формы с газовым заполнением до 20% гомогенизируются при температурах 298–300°C. Этот факт имеет не только большое методическое значение, позволяющее трактовать температуры гомогенизации первичных газожидких включений в рудном кварце медно-пирротиновых рудопоявлений Горной Абхазии, как истинные температуры кристаллизации пирротина (соответственно и галенита, сфалерита и халькопирита), но и приводит к следующим принципиальным выводам:

- 1) давление в момент кристаллизации пирротина было низким;
- 2) привнос цветных металлов осуществлялся, очевидно, слабоминерализованными растворами.

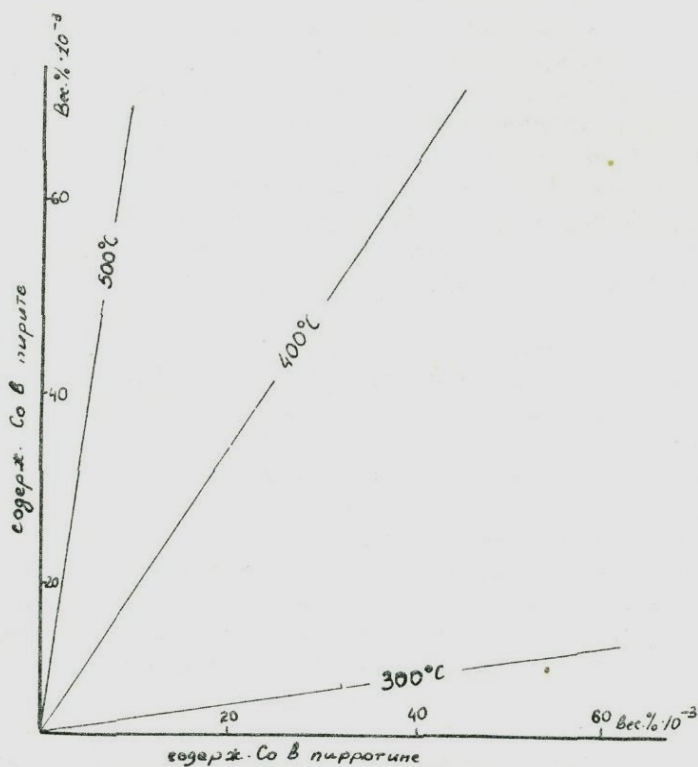


рис. 1. Экспериментальные данные по распределению кобальта между пирритом и пирротинином для изотерм 300°, 400° и 500° С. /по Н.И. Безмену и др./.

Режим серы при кристаллизации пирротин-полиметаллических руд

Фугитивность (порциальное давление) серы, как и температуры, является одним из основных термодинамических параметров, влияющих на соотношение сульфидных фаз. Учитывать ее необходимо при всех термодинамических реконструкциях условий кристаллизации сульфидных систем. Отсутствие наблюдений фугитивности серы привело Г. Куллера (1966) к ошибочным выводам о сфалеритовом геологическом термометре¹, который долгое время использовался геологами для определения температур кристаллизации рудных минералов.

Экспериментальные работы П. Тулмина III и П.Б. Бартона мл. (1968) над системой $FeS - S_2$, ставшие в настоящее время классическими, установили, что фугитивность серы является функцией температуры и мольной доли FeS в пирротине. Используя построенную ими диаграмму (Тулмин III, Бартон мл., 1968, стр. 206, фиг. 6) возможно рассчитать фугитивность серы для момента кристаллизации пирротиновых руд медно-пирротиновых рудопроявлений Горной Абхазии. Для $t = 331-305^{\circ}C$ и $N_{FeS} = 0,943 - 0,953$ фугитивность серы $f_{S_2} = 10^{-10} - 10^{-12}$ атм.

Как было указано выше при кристаллизации пирротина поведение серы было инертным. Кристаллизации пирротина предшествовали разложение колчеданных залежей и переход ионов железа и серы в раствор. При кристаллизации пирротина, сфалерита, галенита и халькопирита скорее всего использовалась именно эта сера, высвободившаяся после частичного разложения пирита-1. Этот вывод подтверждается и анализом изотопного состава серы рудных минералов (Буадзе и др., 1971; Г. Твалчрелидзе, Буадзе, 1972₁₋₂; Г. Твалчрелидзе и др., 1972). Одновременно катионы железа, помимо пирротина, очевидно, захватывались в кристаллизовавшиеся сфалерит и халькопирит, изоморфно замещая цинк и медь. По всей видимости, этим объясняется повышенная железистость сфалеритов (табл. 2).

Соотношение пирротинового оруденения и регионального метаморфизма

Соотношению медно-пирротинового оруденения и регио-

¹ Несостоятельность сфалеритового термометра доказана экспериментальными работами Л.В. Чернышева, В.Н. Анфилогова (1967), Р.С. Бормана и др. (Boorman and us, 1971), С.Д. Скотта и Г.А. Барнса (Scott, Barnes, 1971).

нального метаморфизма нижнеюрских сланцев Горной Абхазии автором была посвящена предыдущая статья (А. Твалчрелидзе, 1973).

Существуют три основных довода, свидетельствующих об одновременности этих двух процессов: 1) метаморфизм ранних колчеданных руд выражен перекристаллизацией пирита в пирротин и связан с привнесением цветных металлов; 2) повсеместное отсутствие гидротермально-измененных пород в приальбандовых частях вокруг рудных тел; 3) температуры метаморфизма и рудообразования идентичны.

Таким образом, пирротинное оруденение скорее всего проявилось одновременно с метаморфизмом в течение батской тектонической фазы. Наложённые кварц-пирит-халькопиритовые жилы явно более поздние, более низкотемпературные и не связаны ни с метаморфизмом, ни с пирротинным рудообразованием.

З а к л ю ч е н и е

1. Медно-пирротинный пояс Горной Абхазии приурочен к гидромусковит-хлоритовым слабо метаморфизованным нижнеюрским сланцам Чхалтинско-Лайлинской зоны.

2. В пределах пояса встречено два типа рудных тел, первый из которых характеризуется жильной морфологией, а второй - согласен с вмещающими породами.

3. Вне зависимости от морфологии, можно выделить три одновременные парагенетические ассоциации минералов слагающих рудные тела, соответствующих трем этапам рудообразования.

4. Закономерное уменьшение кобальта, никеля и меди от центральных частей зерен пирита-1 к их краям связано с выносом элементов-примесей из пирита в кристаллизующийся пирротин. Достижение равновесия между двумя фазами сульфидов железа свидетельствуется постоянством концентраций элементов-примесей в краевых частях зерен раннего пирита.

5. Разложение пирита и его замещение пирротинном происходило под воздействием слабоминерализованных бессернистых растворов, несущих цветные металлы.

6. Температура кристаллизации пирротина не превышает 305-331°C.

7. Давление в момент кристаллизации пирротина было низким.

8. Фугитивность серы в момент кристаллизации пирротина оценивается в 10^{-10} - 10^{-12} атм.

9. Пирротин-полиметаллическое рудообразование происходило, скорее всего, в батскую тектоническую фазу одновременно с метаморфизмом.

10. Низкотемпературное кварц-пирит-халькопиритовое оруденение залегает в жилах, наложенных на пирротин-полиметаллические руды и не связано ни с метаморфизмом, ни с пирротиновым рудообразованием.

Автор признателен Н.И. Еремину за помощь в работе.

ЛИТЕРАТУРА

- Азизбеков Ш.А., Магакьян И.Г., Твалчрелидзе Г.А., Харчук Л.П. Металлогения Кавказа. В сб. "Закономерности размещения полезных ископаемых". Т. VII. М., Изд-во "Наука", 1964.
- Арнольд Р. Равновестное отношение между пирротином и пиритом при температурах от 325 до 743°C. В сб. "Проблемы эндогенных месторождений", вып. 3. М., Изд-во "Мир", 1966.
- Бадалов С.Т., Поваренных А.С. Изоморфные элементы-примеси пиритов. "Геол. ж.," 1970, 30, № 3.
- Бартон П.Б., Скиннер Б.Дж. Устойчивость сульфидных минералов. В сб. "Геохимия гидротермальных рудных месторождений". Изд-во "Мир", 1970.
- Безмен Н.И., Некрасов И.Я., Сипавина Л.В. Распределение олова между пиритом и пирротином при $T=325-500^{\circ}\text{C}$, "Геол. рудн. месторож", 1973₁, № 1.
- Безмен Н.И., Тихомирова В.И., Косогорова В.П. Распределение кобальта и никеля между пиритом и пирротином в интервале температур 300-500°C. 1X Всес. совещание по экспериментальной и технической минералогии. Тез. докл., Иркутск, 1973₂.
- Буадзе В.И., Иваницкий Т.В., Джанджгава М.И., Абашидзе Ж.Н. Колчеданное месторождение Кизил-Дере (Дагестанская АССР) и некоторые вопросы его генезиса. "Изв. АН СССР, сер. геол". 1972, № 9.

- Гамкрелидзе И.П. Строение и развитие западной части южного склона Большого Кавказа и Грузинской глыбы. "Геотектоника", 1964, № 4.
- Гамкрелидзе П.Д. Основные черты тектонического строения Грузии. Мат. сессии Ин-та Геологии и минералогии АН Груз. ССР, октябрь, 1955.
- Гольдтшмидт В.М. Принципы распределения химических элементов в минералах и породах. В кн. "Сборник работ по геохимии редких элементов", М.-Л., ГОНТИ, 1938.
- Еремин Н.И. О геохимической дифференции пиритов колчеданно-полиметаллических месторождений. Межд. геохим. конгресс. Тез. докл. М., 1971.
- Еремин Н.И., Кельх В.Е., Губанов В.И. Дифференциация пиритов Тишинского месторождения с помощью лазерного микроанализатора LMA -1. "Вестник МГУ", сер. геол., 1969, № 5.
- Еремин Н.И., Демин Ю.И., Кельх В.Е., Сакия Д.Р. Исследование руд некоторых колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая с помощью электронного зонда и лазерного микроанализатора. V научная отчетная конференция геологического ф-та МГУ. /Тез. докл./, М., 1970₁.
- Еремин Н.И., Кельх В.Е. О дифференциации пиритов с помощью лазерного микроанализатора. ДАН СССР, 1970₂, том 191, № 1.
- Жабин А.Г., Рябова Т.В. Гетерогенное медноколчеданное месторождение Кизил-Дере в Дагестане. "Геол. Рудн. месторож.", 1971, № 6.
- Кирчинский В.А., Ярошевский А.А. Физико-химический аспект изоморфизма. "Зап. Всес. мин. об-ва", 1967, 96, вып. 5.
- Куллеруд Г. Обзор и оценка современных исследований сульфидных систем, имеющих геологическое значение. В сб. "Проблемы эндогенных месторождений", вып. 3. Изд-во "Мир", М., 1966.

- Мазанов Д.Д. Особенности состава и генезиса юрских отложений южного склона Большого Кавказа и связанного с ним стратиформного оруденения на примере Белоканского рудного поля. "Уч. Зап. Азерб. ун-та. Сер. геол.-геогр. н.," 1971, № 4.
- Маракушев А.А., Безмен Н.И. Термодинамика сульфидов и окислов в связи с проблемами рудообразования. Изд-во "Наука", М., 1972.
- Прохоров В.Г. Пирит (к геохимии, минералогии, экономике и промышленному использованию). Тр. Сиб. н.-и. ин-та геол., геоф. и мин. сырья. вып. 102, Красноярск, 1970.
- Рудашевский Н.С., Сидоров А.Ф. Зональность пиритов, содержащих никель и кобальт. ДАН СССР, 1971, т. 201, № 2.
- Смирнов В.И. Соотношение осадочного и гидротермального процессов при формировании колчеданных руд в юрских флишоидах Большого Кавказа. ДАН СССР, 1967, т. 177, № 1.
- Твалчрелидзе А.Г. О соотношении регионального метаморфизма и медно-пирротинового оруденения в нижнеюрских сланцах Горной Абхазии. "Геол. рудн. месторож.," 1973, № 5.
- Твалчрелидзе А.Г., Еремин Н.И., Безмен Н.И. Об условиях образования пирротиновых руд Горной Абхазии по данным лазерного микроанализа. "Геохимия", 1974, № 4.
- Твалчрелидзе Г.А. Эндогенная металлогения Грузии. Госгеолтехиздат, 1961.
- Твалчрелидзе Г.А., Буадзе В.И. Геологические особенности медно-пирротиновых месторождений Грузии. "Тр. Тбилисского ун-та, Физ.-мат. и естественные науки", Тбилиси, 1972₁, А5 (147).
- Твалчрелидзе Г.А., Буадзе В.И., Геологические условия образования медно-пирротиновых и колчеданно-полиметаллических месторождений. МГК, XXIУ сессия. Докл. Сов. геологов, проблема 4. Изд-во- "Наука", 1972₂.

- Твалчрелидзе Г.А., Буадзе В.И., Кавиладзе М.Ш.
Об источнике металлов и серы в некоторых
сульфидных месторождениях. В сб. "Очерки
современной геохимии и аналитической химии".
Изд-во "Наука", М., 1972.
- Тулмин Ш.П., Бартон мл. П.Б. Термодинамическое исследование пирита и пирротина. В сб. "Термодинамика постмагматических процессов". Изд-во "Мир", М., 1968.
- Урусов В.С. Расчеты термодинамических свойств существенно ионных твердых растворов (изоморфных смесей). В сб. "Проблемы изоморфных замещений атомов в кристаллах". Изд-во "Наука", М., 1971.
- Ферсман А.Е. Направленный (полярный) изоморфизм. ДАН СССР, новая серия, 1936, т. 1, № 3.
- Цамбел Б., Яровский И. Геохимия никеля и кобальта в пирротинах различных генетических типов. В сб. "Геология и геохимия рудных месторождений". Изд-во "Мир", М., 1971.
- Чернышев Л.В., Анфилогов В.Н. Экспериментальные данные о составе сфалерита в ассоциации с пирротинном и пиритом при температурах 350-500°C. ДАН СССР, 1967, т. 176, № 4.
- Ярошевский А.А. Термодинамическая интерпретация основных понятий изоморфизма. В сб. "Проблемы изоморфных замещений атомов в кристаллах". Изд-во "Наука", М., 1971.
- Bartholomé P., Katekeshia F., Ruiz I., L.
Cobalt Zoning in Microscopic Pyrite from
Kamoto, Republic of Kongo (Rinshasa).
"Mineralium Deposita", Vol. 6, 1971, No 3.
- Bethke P.M., Barton Jr. P.B. Distribution of Some
Minor Elements between Coexisting Sulfide
Minerals. "Econ. Geol.", vol 66, 1971, No 1.
- Boormann R.S., Sutherland Y.K., Chernyshev L.V. New Data on the Sphalerite -

Pyrrhotite - Pyrite Solvus. "Econ. Geol.",
vol. 66, 1971, No 4.

Gosh-Dastigar P., Pajari G.E., Trembath
Y.K. and L.T. Factors effecting the Trace
Elements Partition Coefficients between
Coexisting Sulfides. "Econ. Geol.", vol 65,
1970, No 5.

Hegemann Fr. Die geochemische Bedeutung
von Kobalt und Nickel im Pyrit. Zeitschrift
für angewandte Mineralogie. Band 4, Heft
2/3, 1943.

McIntire W.L. Trace Element Partition Coefficients -
A Review of Theory and Application to Geo-
logy. "Geochim et cosmochim acta", 1963,
27, No 12.

Riley L.F. The Cobaltiferous Pyrite Series. "Amer. Mine-
ralogist", 1968, 53, No 1-2.

Scott S.D., Barnes H.L. Sphalerite Geothermometry
and Geobarometry. "Econ. Geol.", vol. 66,
1971, No 4.

Т.Г. Зулиашвили, К.И. Абашидзе

К ВОПРОСУ РУДНЫХ ОБЛОМКОВ НА
МАДНЕУЛЬСКОМ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИ-
МЕТАЛЛИЧЕСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ
(ЮЖНАЯ ГРУЗИЯ)

Обломковидные обособления сульфидов широко распространены на многих колчеданных месторождениях Урала, Кавказа, Алтая и других регионов. Установлению их природы, имеющей важное значение в решении сложной проблемы колчеданообразования, посвящены многочисленные работы. Однако по этому вопросу до сих пор нет единого мнения.

Среди существующих гипотез относительно генезиса рудных обломков наиболее распространенным является представление об обломковидных обособлениях сульфидов как продуктов размыва колчеданных залежей (Логинов, 1956; Ленных, 1959; Смирнов и Гончарова, 1959; Кашкай и Алиев, 1959; Рокачев, 1969; Дзоценидзе, 1969 и др.). Согласно другой, пирокластической гипотезе, предложенной в свое время В.А. Прокиным и В.М. Рудаковым (Прокин, Рудаков, 1959), обломки руд рассматриваются как вулканические выбросы, образовавшиеся в результате разрушения части рудного тела при последующих вулканических выбросах и накоплении туфогенных пород кровли (Смирнов, 1965; Каипов, 1969; Сейранян, 1970 и др.). Некоторые исследователи, вслед за С.Н. Ивановым (1959), рудные обособления рассматривают в качестве продуктов избирательного замещения рудным веществом обломков пород (Иванов, Рокачев, 1963; Зограбян, 1966 и др.).

Сторонники эксплозивно-гидротермальной гипотезы (Иванкин, 1963) происхождение рудных обломков связывают с гидротермально-взрывной деятельностью, которая должна была иметь место в процессе кристаллизации рудного геля в условиях малых глубин (Гогишвили, 1969).

М.Б. Бородаевская, Н.В. Петровская и другие (Бородаевская, Прушинская, 1962; Бородаевская, Петровская, Нафиков, 1963; Бородаевская, Курбанов, Пирожок, Нафиков, 1973; Петровская, 1961) подробно изучившие рудные обломковидные обособления считают их метасоматическими образованиями при участии тектоники, которая и создает брекчиевидные породы и руды.

Вышеизложенное приводит к выводу о полигенетичности обломковидных обособлений и следовательно, в каждом отдель-

ном случае необходим детальный анализ условий и процессов их образования. В этом аспекте ниже обсуждаются вопросы генезиса рудных обломков, наблюдаемых на Маднеульском колчеданно-полиметаллическом месторождении.

Маднеульское месторождение расположено в пределах Болнисского рудного района и залегает в верхнемеловой (турон, вулканогенной толще липарит-дацитового состава. Месторождение приурочено к сводовой части Зураб-Набакребской сложной куполообразной антиклинали, в шарнире которой расположены отдельные рудные тела (Назаров, 1966). Наряду со складчатыми структурами на месторождении широко развиты различные дорудные и пострудные крутопадающие разрывные нарушения и зоны межпластового дробления, благоприятное сочетание которых играет главную роль в локализации рудных тел. В частности, сопряжение пологопадающих межпластовых срывов и пересекающих их крутых разрывных дорудных нарушений определили в основном место и форму рудных тел. Наиболее богатая руда залегает непосредственно под пологой экранирующей волнообразной межпластовой зоной нарушения, особенно в местах ее изгибания (рис. 1). Характеризуются они различными текстурными особенностями. Среди главной массы сплошных, брекчиевых и густовкрапленных руд встречаются также полосчато-колломорфные текстуры, характерные в основном для верхней части рудных тел.

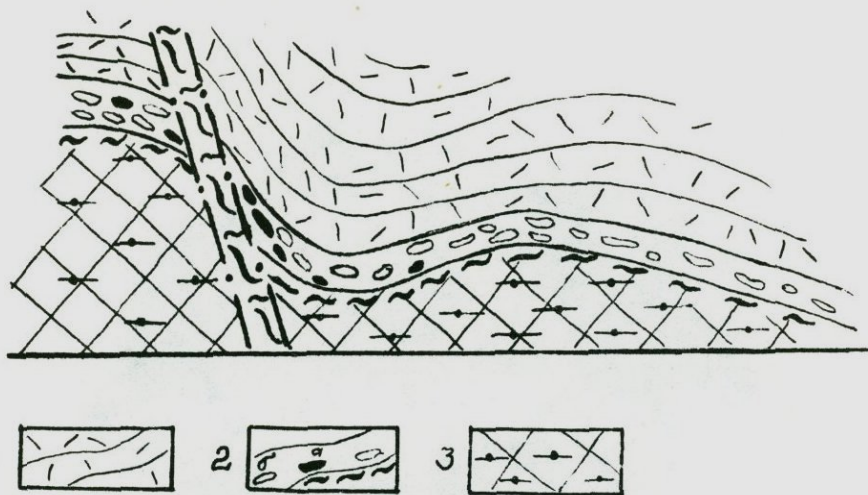


Рис. 1. Схематическая зарисовка сочленения дорудного (претерпевшего пострудные подвижки) крутопадающего нарушения с межпластовой пологопадающей надрудной зоной смятия в районе западного штрека № 1 шт. 10. 1 - слоистые туфы; 2 - межпластовая зона перемятых туфогенных пород с рудными (а) и безрудными (б) линзовидными обломками.

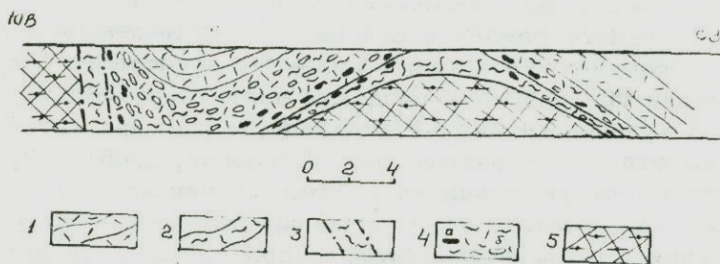


Рис. 2. Схематический разрез вдоль оси западного штрека № 1 шт. 10. 1 - слоистые туфы; 2 - межпластовая зона смятия; 3 - дорудная крутопадающая тектоническая зона смятия; 4 - измененные туфогенные породы с рудными (а) и безрудными (б) обломками в межпластовой зоне смятия; 5 - брекчиевидные медносульфидные руды во вторичных кварцитах.



Рис. 3. Рудный обломок пирит-халькопиритового состава из межпластовой зоны смятия. Западный штрек 1 шт. 10. Нат. вел.

Структурами, контролирующими положение и морфологию рудных тел в значительной мере предопределяется также пространственное размещение рудных обломков. Встречаются они как в зонах дизъюнктивных нарушений вблизи рудных тел, так и (значительно чаще) в межпластовой зоне нарушения всяческого бока рудной залежи. Основное такое межпластовое нарушение, экранирующее медно-сульфидное оруденение, с рудными обломками, наиболее четко фиксируется на верхнем горизонте (шт. 10) рудного тела (рис. 2). Представлено оно зоной дробления и рассланцевания мощностью 0,5-1 м и более и сложено "глинкой трения", превращенной в результате гидротермального изменения в импрегнированную сульфидами гидрослюдистую массу, содержащую рудные обломки.

Рудные обломки округлые, чаще эллипсоидальные (рис. 3) ориентированы длинной осью вдоль зоны нарушения. Размер их колеблется от нескольких сантиметров до 10-20 см и более в поперечнике. Представлены они обломками массивных руд, окварцеванных и гидрослюдизированных пород, в различной степени сульфидизированных. Встречаются также обломки без существенной минерализации. Среди рассланцеванной глины трения встречаются также рудные обломки сферолито-зонального строения, центральные части которых представлены безрудной оглинившейся туфогенной породой. Сферолито-зональное строение рудного обломка обусловлено чередованием полос тонкозернистого сфалерита и колломорфного пирита (Назаров, 1966).

В отдельных обломках наблюдаются структуры избирательного замещения первичных минералов кварц-пиритовым агрегатом, что, по всей вероятности, должно указывать на метасоматическую природу их образования. Такая картина избирательного замещения наблюдается также в рудовмещающих вторичных кварцитах, в которых отдельные участки пород замещены мелкозернистым кварцем или кварцем и гидрослюдой с пиритом, где в интерстициях между ксеноморфными зернами кварца наблюдаются мелкие неправильные выделения рудного минерала и гидрослюды.

Такие же рудные гнезда, возникшие, видимо, путем избирательного замещения, нами были встречены также на месторождении Давид-Гареджи в скв. 106 на гл. 245 м. Здесь в литокристаллокластическом измененном бритизированном туфе с отдельными округлыми обломками вулканических пород, замещенных кварц-гидрослюдистой рудной массой, наблюдаются рудные включения и разной величины гнезда с нечеткими ограничениями; они представлены мелкозернистой рудой сфалеритогаленитового с пиритом состава (рис. 4).

Обломки сплошных руд по составу, строению и взаимоотношению между рудными минералами близки к рудам коренного залегания. Представлены они в основном кварцем, пиритом,

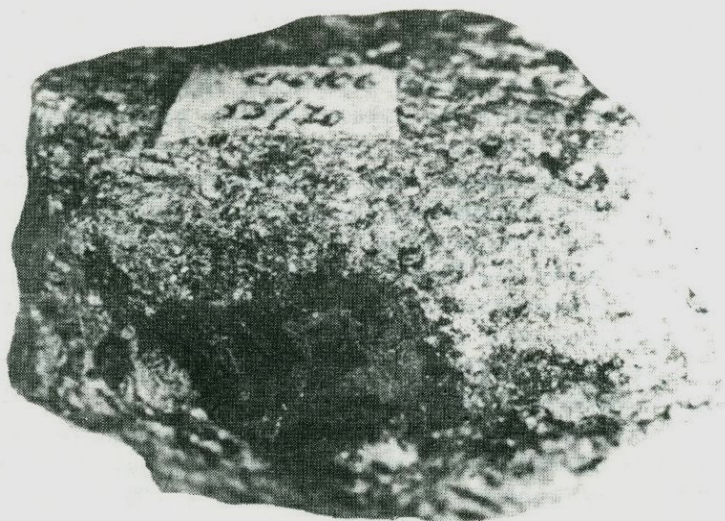


Рис. 4. Литокристаллокластический туф с рудным обломком м-ние Давид-Гареджи. Нат. вел.

халькопиритом, находящимися в различных количественных соотношениях. В отдельных случаях халькопирит составляет 80-90% рудного вещества. Главная его масса, как и в рудном теле, крупнозернистая и замешает агрегаты кристаллического пирита. Пирит представлен в виде двух основных разновидностей: а) кристаллической и б) колломорфной. Первая разновидность представлена в виде кристаллов различных размеров (от 0,1 до 0,5 мм) образующих в породе и в массе халькопирита неравномерную вкрапленность и прожилки. Травлением кристаллических индивидов пирита в большинстве случаев выявляется зональное строение; при этом зоны роста не повреждены деформациями. В агрегатах кристаллического пирита наблюдаются также реликты колломорфных структур в виде зональных образований, позволяющих считать их результатом перекристаллизации пирита метакolloидной структуры. Колломорфный пирит обломков медно-сульфидных руд наблюдается как в виде сгустковых стяжений расплывчатых очертаний, так и в виде очень мелких оолитоподобных стяжений в массе халькопирита и сферолитов зонального строения. В последних центральная часть представлена сфалерит-халькопиритовыми выделениями.

Изучение рудных обломков показывает, что они имеют много общего с рудами месторождения как в пространственном размещении, так и в строении. Общей особенностью их является тесная пространственная приуроченность к рудным залежам, а размещение контролируется теми же структурами, что и ос-

новное рудное тело. В рудных минералах обломковидных обособлений следов метаморфизма не наблюдается; не отмечается также деформаций зонального строения кристаллического пирита и срезания структурного рисунка в колломорфных разностях. Отсутствие деформации вкрапленников рудных минералов в тектонически смятых рудоэкранирующих породах Маднеульского месторождения свидетельствует об их позднем образовании, что отмечается также Ю.И. Назаровым (Назаров, 1966).

Следовательно, участки сочленения крутопадающих и пологих межпластовых зон нарушений, контролирующие пространственное размещение рудных обломков и основных рудных тел месторождения, по всей вероятности, являлись благоприятными путями для циркуляции гидротермальных растворов. Растворы, проходя через эти структуры, так и по вмещающим брекчированным вторичным кварцитам, претерпевали быстрое охлаждение, что приводило к возникновению гелевого раствора. Об этом свидетельствует развитие колломорфных структур, как в рудных обломках, так и в рудах и околорудно измененных породах месторождения (Гвахария, Назаров, 1959; Зулиашвили, Абашидзе, 1971).

Таким образом, рудные обломки не могут являться результатом только лишь пострудных тектонических подвижек и волочения, как это принималось ранее. Они, скорее всего, являются образованиями, возникшими одновременно с главными рудными залежами месторождения путем метасоматического замещения.

ЛИТЕРАТУРА

- Бородаевская М.Б., Прушинская Э.Я. О генезисе обломковидных обособлений в породах месторождения им. XIX партсъезда (Южный Урал). Геол. рудн. местор., № 1, 1962.
- Бородаевская М.Б., Петровская Н.В., Нафиков У.С., Пирожок П.И., Курбанов Н.К. Генезис так называемых "рудных галек" из Учалинского медноколчеданного месторождения на Южном Урале. В кн. "Вопросы магматизма, метаморфизма и рудообразования". Госгеолтехиздат, 1963.
- Бородаевская М.Б., Курбанов Н.К., Пирожок П.И., Нафиков У.С. Учалинский рудный район. Тр. ЦНИГРИ, вып. 105, 1973.

- Гвахария Г.В., Назаров Ю.И. Вторичная зональность в баритополиметаллическом месторождении Маднеули. Тр. геол. ин-та АН ГССР, минерал-петрограф., серия, т. 4, 1959.
- Гогишвили В.Г. Особенности гидротермального минералообразования на примере северо-западной части Сомхитско-Карабахской зоны (Малый Кавказ) и формирование месторождений малых глубин. Автореф. докторской диссерт., Тбилиси, 1969.
- Дзоценидзе Г.С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. Изд-во "Недра", М., 1969.
- Зограбян С.А. Об оруденевших валунах кварцевых плагио-порфиоров на Ахтальском месторождении (Северная Армения). Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1966.
- Зулиашвили Т.Г., Абашидзе К.И. Остаточные колломорфные структуры в гидротермально измененных породах и рудах Маднеульского месторождения (Южная Грузия). Тр. КИМС, вып. IX (11), сер. геол. и техн. 1971.
- Иванкин П.Ф. О происхождении минерализованных брекчий и брекчиевидных руд некоторых месторождений колчеданного типа Алтая и Урала. В кн. "Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала". Тр. перв. Уральск. петрогр. совещ. т. 2, 1963.
- Иванов С.Н. Обсуждение некоторых современных вопросов образования колчеданных месторождений Урала. Тр. горно-геол. ин-та Урал. фил. АН СССР, вып. 43, 1959.
- Иванов С.Н., Рокачев С.А. О происхождении сибайских обломочных зеленокаменных пород с обособлениями сульфидов. В кн. "Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала". Тр. первого Уральского петрогрф. сов. т. 2, 1963.
- Каипов А.Д. Рудные обломки из пород надрудной толщи колчеданных месторождений Кусмурун и Акбастау (Центральный Казахстан). ДАН СССР, т. 186, № 2, 1969.
- Кашкай М.А., и Алиев В.И. О гальках пирита и пиритизи-

рованных вторичных кварцитов из Чирагидзорского месторождения колчеданных руд в Азерб. ССР. Тр. Горно-геол. ин-та Уральск. фил. АН СССР, вып., 43, 1959.

- Ленных И.В. Основные вопросы геологии колчеданных месторождений Южного Урала. Тр. Горно-геол. ин-та Уральск. фил. АН СССР, вып. 43, 1959.
- Логинов В.Г. Метаморфизованные колчеданные гальки в верхнесилурийских конгломератах Левихи (Средний Урал). Изв. АН СССР, сер. геол. № 6, 1956.
- Назаров Ю.И. Особенности формирования и прогноз глубинных (скрытых) месторождений медноколчеданной формации Южной Грузии. Изд-во "Недра", 1966.
- Петровская Н.В. Ассоциация рудообразующих минералов, элементы строения рудных тел и некоторые черты генезиса Сибайского медноколчеданного месторождения (Южный Урал), Тр. Ин-та ЦНИГРИ, вып., 40, 1961.
- Прокин В.А., и Рудаков В.М. Брекчиевидные руды Сибая. Тр. Уральск. фил. АН СССР, вып. 43, 1959.
- Рокачев С.А. Происхождение рудных обломковидных обособлений в Учалинском медноколчеданном месторождении. В кн. "Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала". Тр. II Уральск. петрограф. сов., Свердловск, 1969.
- Сейранян В.Б. О рудных обломках в породах кровли Шамлугского медноколчеданного месторождения (Северная Армения). Изв. высш. уч. завед. Геол. и разв., № 9, 1970.
- Смирнов В.И., и Гончарова Т.И. О рудных гальках в породах кровли Урупского медноколчеданного месторождения на Северном Кавказе. ДАН СССР, т. 126, № 1, 1959.
- Смирнов В.И. Сульфидное рудообразование в субмаринных вулканогенных геосинклинальных комплексах. В кн. "Рудоносность вулканогенных формаций". Изд-во "Недра", 1965.

В.К. Надарейшвили

ОСОБЕННОСТИ ГИПЕРГЕННОГО МЕТА-
МОРФИЗМА УРУПСКОЙ ГРУППЫ МЕД-
НОКОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

(Северный Кавказ)

Урупская группа медноколчеданных месторождений расположена в северо-западной части зоны Передового хребта Большого Кавказа, в верхнем течении р. Уруп - левого притока р. Кубани.

Месторождения локализованы на разных стратиграфических уровнях девонской вулканогенной толщи в Урупо-Даутской структурно-фациальной подзоне (Буадзе, 1971). Всего выделяется три рудоносных уровня. К нижнему горизонту диабазовых порфиритов приурочено Скалистое месторождение; в кварцевых альбитофирах и их туфах залегает Власинчихское месторождение, а на контакте кварцевых альбитофиров с гематитизированными кремнистыми сланцами (в висячем боку) - Урупское месторождение.

Рудные тела залегают согласно с вмещающими породами и представлены пологопадающими стратифицированными залежами пласто- и линзобразной формы, мощностью от нескольких сантиметров до 40 м при протяженности до двух километров. Они обычно сопровождаются кварц-серицит-пиритовыми метасоматитами, часто с промышленным медным оруденением. Многочисленные пострудные тектонические нарушения обуславливают сложную блоковую структуру отдельных месторождений.

Минеральный состав месторождений однообразен и типичен для колчеданных руд, главными компонентами которых являются пирит, мельниковит, халькопирит, сфалерит и борнит. В подчиненном количестве присутствуют теннантит, галенит, магнетит, гематит, халькозин, аргентин, энаргит, пирротин, самородное золото и др. Из нерудных минералов обычны кварц, кальцит, хлорит и серицит.

По текстурным признакам выделяются массивный, полосчатый, брекчиевидный и вкрапленный (очень редко колломорфный) типы руд, а по минеральному составу - серно- и медноколчеданный, медно-цинково-колчеданный, цинково-колчеданный. На Урупском месторождении кроме того встречаются существенно борнитовые руды.

Район характеризуется сильной расчлененностью рельефа,

довольно густой и глубоко врезанной эрозионной сетью. Относительные превышения водоразделов над прилегающими к ним долинами часто превышают 500 м. Основной водной артерией является р. Уруп со своим левым притоком р. Власинчиха. Относительно базиса эрозии (р. Уруп) участки месторождений приподняты: Скалистое на 90–150 м., а Власинчихское – на 70–130 м. Одним из основных факторов слабого развития зоны гипергенеза является глубокое расположение основной части всех рудных тел относительно базиса эрозии. Многочисленные водотоки, дренирующие район, имеют характерные признаки горных долин: изломанный профиль дна, крутые полуобнаженные склоны с фрагментами грубообломочного делювия.

Южная высокогорная часть района отличается суровым климатом с резкими колебаниями температур, многоснежной зимой и относительно теплым дождливым летом. В северной части района климат значительно мягче. Среднегодовая температура воздуха $+7,1^{\circ}$ С. По количеству осадков район относится к наиболее увлажненным на Северном Кавказе; среднегодовая норма их – 1075 мм. Мягкий климат, обильные осадки и высокая влажность обуславливают интенсивное развитие растительности. Почти весь район, исключая высокогорные участки, покрыт сплошным лесом. На севере резко преобладают лиственные породы, а на высокогорном юге – хвойные.

Глубокая расчлененность рельефа, вместе с обильным летним увлажнением, способствуют интенсивному проявлению склоновой и русловой эрозии.

В соответствии с геолого-географической спецификой района зона гипергенного изменения распространена на небольшую глубину (обычно 4–5 м), а иногда, даже подходя близко к уровню эрозионного среза, пользуется локальным развитием. Очень редко, в зонах трещиноватости и крупных нарушений она достигает более значительных размеров (на Урупе окисленные руды вскрыты на глубине до 25 м).

Указанные особенности способствуют установлению сравнительно поздних стадий миграции и фиксации вещества на верхних горизонтах месторождений; на самых глубоких наблюдаются только начальные стадии процесса.

Геолого-литологические и орографические особенности района определяют неравномерную и в целом слабую обводненность района. В условиях расчлененного рельефа основная масса выпадающих атмосферных осадков участвует в формировании поверхностного стока. Лишь незначительная часть их (около 10%) просачивается в верхнюю зону коренных пород, участвуя в формировании трещинно-грунтовых вод,двигающихся к местным областям разгрузки, сообразно с особенностями рельефа.

Пресные гидрокарбонатные (кальциевые, натриевые, ка-

льций-магниевого) подземные и поверхностные воды, пользующиеся повсеместным распространением, составляют гидрохимический фон района. Они обычно характеризуются низкой минерализацией (80-600 мг/л) и слабощелочной реакцией (рН=7,1-8,0). При соприкосновении вод с рудными участками происходит их метаморфизм, и они становятся гидрокарбонатно-сульфатными; иногда из катионов преобладают ионы тяжелых металлов.

Сульфатные воды пользуются локальным развитием. Они характеризуются низким рН (обычно ниже 5), наличием свободной серной кислоты, повышенным содержанием сульфатов Fe, Al, Cu, Zn и др., а также As, Mo и др., повышенной общей минерализацией (до 6,7 г/л). По данным спектрального анализа ^{1/} сухих остатков, в кислых водах обнаруживаются Pb, Ag, Mo, Ba, Ti, Ni, Co, Sn, Sr, Cr, Be, Zr, V и др. В целом воды зон минерализации характеризуются большим количеством элементов, соответствующим их распространенности в рудах.

Наиболее четко зона окисления представлена на Урупском месторождении (Главное рудное тело выходит на дневную поверхность по долине р. Уруп). Здесь она прослежена по простиранию на расстоянии около 100 м и на глубину от 3 до 25 м. Зона представлена в основном разнообразными охристыми и охристо-кварцевыми бурыми железняками, иногда кварцевыми сыпучками (обычно с высоким содержанием золота), различными охрами и ожелезненными породами - кварцевыми альбитофирами и их туфами. Широким развитием пользуются разнообразные скелетные формы кварца, называемые здесь "сухарями". Зона вторичного сульфидного обогащения практически отсутствует.

Северная часть Скалистого месторождения срезается долиной р. Власинчиха. Линия среза совпадает с простиранием рудной залежи и имеет широтное направление. Здесь зона окисления, за исключением отдельных локальных участков, представлена слабо, что обусловлено, главным образом, специфическими особенностями района в целом. Отмеченное обстоятельство усугубляется наличием здесь в основном вкрапленных сульфидных руд, которые, как известно, являются весьма неблагоприятными для развития процессов окисления вообще, а в условиях интенсивной эрозии в особенности.

Северная часть Власинчихского месторождения ограничивается естественным выходом его на дневную поверхность по ущелью реки. Железная шляпа здесь сохранилась лишь на восточном фланге месторождения и представлена в основном глы-

^{1/} Анализы выполнены в лабораториях КИМС (Н.В. Рудь), ВИТР (М.С. Лещинская) и КазИМС (П.И. Григорьев).

бовыми развалами типичных железняков.

На месторождениях Урупской группы, в участках наибольшего развития зоны гипергенного изменения, в направлении сверху вниз выделяются:

1. Поверхностный горизонт - коричневые натечные образования, сложенные в основном гидрогетитом;
2. Подзона окисленных руд или "железная шляпа" - бурые железняки или кварцево-железистая сыпучка;
3. Зона выщелачивания - сыпучие руды и разрыхленная масса;
4. Зона вторичного сульфидного обогащения в виде небольших линзообразных залежей и неправильной формы "карманов" среди гипогенных сульфидных руд.

Приведенная зональность несколько идеализирована и подчас отмечается недостаточно четко. В некоторых случаях из зонального ряда выпадают отдельные подзоны (главным образом выщелачивания). Местами первичные сульфиды непосредственно выходят на дневную поверхность или же расположены под коренными породами, т.е. зона окисления в этих случаях вовсе не выделяется.

Границы между подзонами, как правило, нечеткие и прослеживаются не на всем протяжении рудных тел. Контакт гипергенно измененной зоны с расположенными ниже гипогенными рудами обычно довольно четкий и быстро распознается по изменению окраски и текстур руд.

Касаясь вопроса возраста зоны окисления, отметим, что имеющиеся данные (небольшая глубина и малая интенсивность проработки зоны гипергенеза и др.) по месторождениям рассматриваемого района, равно как и по другим колчеданосным районам региона, свидетельствуют о сравнительно молодом возрасте ее образования (Надарейшвили, 1969). Парагенетические ассоциации гипергенных минералов указывают на проявление в районе начальных и отчасти срединных стадий развития зоны окисления (Смирнов, 1955).

Зона окисления на месторождениях Урупской группы, самостоятельного практического значения не имеет, хотя некоторое время она разрабатывалась на золото (Урупское месторождение).

Переходя к рассмотрению минералогии гипергенных образований, следует отметить целый ряд особенностей района, обуславливающих негативную обстановку для образования крупных скоплений ряда гипергенных минералов. Последние обычно представлены тончайшими корочками и налетами, а также скоплениями в небольших пустотках и трещинах.

В связи с тем, что минеральный состав гипергенных образований Урупской группы как и других однотипных месторождений Северного Кавказа характеризуется сравнительной прос-

тотой (Надарейшвили, 1963, 1968, 1969, 1971^{1,2} и др.), а описанию отдельных, наиболее интересных гипергенных минералов рассматриваемого района посвящены специальные публикации автора (Надарейшвили, 1965, 1972 и др.), ниже мы предельно кратко остановимся на общей его характеристике.

Главными вторичными минералами являются окислы и гидроокислы железа. Среди "лимонитов", "лимонитизированных образований" и железняков, образующих агрегаты различной формы и окраски, по данным детальных физико-химических иссле-

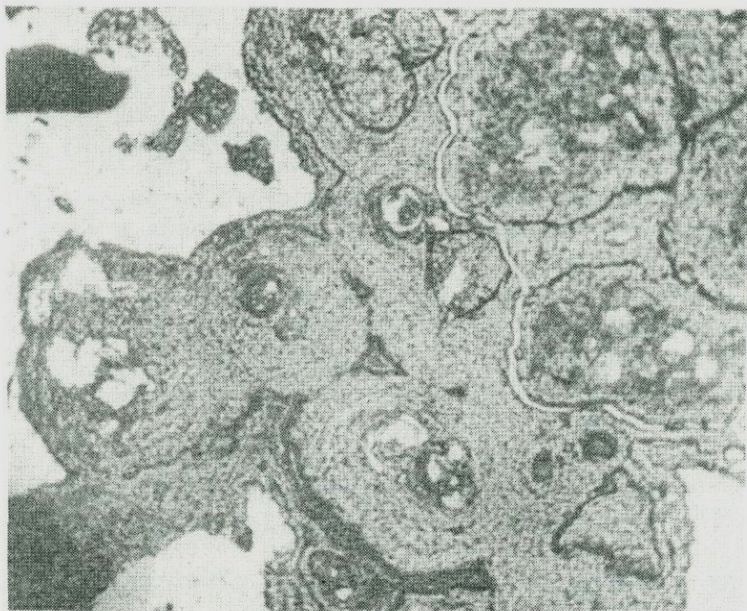


Рис. 1. Почки гидроокислов железа (гетит-гидрогетитовая масса) зонального строения. Прозрачный шлиф. Николи выключены. Ув. 32х.

дований, в частности рентгеновского и термического анализов^{1/}, было установлено присутствие гетита, гидрогетита, гематита и гидрогематита. Часто встречаются агрегаты натечной формы

^{1/} Анализы выполнены: рентгеновские - в КИМС (Н.П. Вяхи-рев, Л.Г. Гуджабидзе, Э.Г. Амирханова); термические во ВСЕГЕИ (Б.К. Касатов) и КИМС (О.М. Мдивнишвили, Ц.Ф. Поцхишвили); спектральные - в КИМС (Н.И. Гудушаури, Н.В. Рудь, Г.Л. Родская).



Рис. 2. Ритмично-полосчатые образования гетита, расположенные вдоль трещинки в гипергенно интенсивно измененной вмещающей породе. Черное — пустотки. Полированный шлиф. Ув. 36х.



Рис. 3. Базальные сечения идиоморфных кристалликов гипергенного кварца среди стяжений гидроокислов железа. Прозрачный шлиф. Николи выключены, Ув. 80х.

(лимониты отложения), местами в виде различного рода коллоидных агрегатов и сплошных выполнений трещин и полостей (рис. 1, 2). Указанные соединения, по данным химического анализа (таблица, гр. 1, 2), сложены преимущественно гетитом, что подтверждается результатами рентгеновского анализа ($d = 4,17/8/;$ $2,69/10/;$ $2,41/10/;$ $2,18/5/;$ $1,71/10/;$ $1,56/5/;$ $1,50/5/;$ $1,45/6/ \text{ \AA}$ и др.), фиксирующего все характерные для него линии (Михеев, 1957). Лимониты замещения пользуются всеобщим развитием, образуются, в основном, за счет замещения пирита, давая по нему псевдоморфозы. Они особенно широко развиты в пределах Скалистого месторождения. Во вторичных соединениях железа, по данным спектрального анализа, отмечается широкий комплекс элементов-примесей, причем нахождение некоторых из них объясняется явлениями адсорбции.

Среди гидроокисных соединений железа местами (Скалистое месторождение) встречаются мелкие идиоморфные кристаллики кварца (рис. 3), по-видимому, гипергенного происхождения. В гидроокислах железа, обладающих коллоидным сложением и в бурых железняках иногда встречаются маломощные (до 2 мм) прожилки, полосы и корочки, сложенные лепидокрокитом, который по комплексу признаков отличается от аналогичных образований из других районов (Бетехтин, 1950; Смольянинов, Синегуб, 1950; Исмагилова, 1962 и др.).

В трещинках среди гипергенно измененных пород и в скоплениях гидроокислов железа спорадически присутствуют мелкие включения и пленки самородной меди. Кроме того, по свидетельству П.П. Телегина, на верхних горизонтах Урупского месторождения дендритовидные агрегаты и листочки самородной меди встречены совместно с ковеллином, купритом и др. Отмечены также единичные находки самородной серы, которая приурочена главным образом к поверхностным выходам богатых пиритом колчеданных руд. Наконец, по сообщению ряда исследователей, в зоне окисления отмечались выделения вторичного самородного золота.

Вторичные сульфиды меди представлены халькозином, ковеллином и борнитом, развитыми в виде жилков, каемок, пятен и эвгедральных зерен, располагающихся обычно в непосредственной близости с выделениями халькопирита. В редких случаях наблюдается развитие ковеллина по гипогенному борниту (рис. 4). Взаимоотношения отмеченных минералов с халькопиритом характеризуют типичные структуры замещения.

В приповерхностных условиях месторождений местами (западный фланг Урупского месторождения и др.) встречаются отдельные небольшие гнезда, сложенные черными сажистыми марганецсодержащими массами. Накопление указанных образований происходит за счет перехода легкоподвижного сульфата

УДК 553.3.0112 Химический состав¹ гипергенных минералов из Урунского рудного района, вес. %

Г.Л. Асатиани

ДАЙКИ ВТОРОГО ЭТАПА И ИХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ
(на примере эгерского интрузивного комплекса)

| Компоненты | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
|--------------------------------|--------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|--------------------|-------|-------|
| SiO ₂ | 3,80 | 2,88 | 4,10 | 0,84 | | 28,16 | 5,32 | 20,7 | 45,58 | 47,44 |
| Al ₂ O ₃ | 0,40 | 0,60 | 1,95 | 0,27 | | 19,58 | 37,10 | 34,65 | 27,09 | 32,73 |
| Fe ₂ O ₃ | 74,52 | 71,32 | 0,40 | 3,28 | 0,86 | 18,04 | 0,14 | 0,10 | 3,83 | 1,19 |
| FeO | 0,90 | 0,90 | нет | нет | 0,86 | 2,36 | нет | | 0,66 | 0,07 |
| TiO ₂ | сл. | сл. | нет | нет | | 0,48 | нет | | 0,37 | 0,43 |
| MgO | 0,12 | 0,05 | 0,50 | нет | | 1,66 | 0,39 | 0,28 | 3,46 | 0,84 |
| CaO | 0,22 | 0,34 | 28,3 | 0,10 | | 0,20 | 0,21 | 1,13 | 0,62 | 0,58 |
| MnO | 0,12 | 0,07 | 0,01 | нет | | 0,05 | нет | 0,09 | 0,04 | 0,01 |
| K ₂ O | 0,1 | 0,1 | | | | 3,8 | нет | 0,05 | 5,34 | 6,1 |
| Na ₂ O | 0,15 | 0,15 | | | | 0,76 | 0,08 | 0,20 | 1,06 | 1,6 |
| CuO | | | | 31,04 | 24,91 | | | сл. | | |
| ZnO | | | | 1,99 | | | | 1,51 ²⁾ | | |
| P ₂ O ₅ | | | | | | | | 1,38 | | |
| SO ₃ | | | 40,60 | 34,70 | 28,72 | 11,15 | 15,47 | 1,69 | | |
| H ₂ O ⁻ | 8,20 | 7,10 | 2,50 | 26,08 | 23,98 | 1,80 | 19,30 | 20,06 | 2,72 | 1,94 |
| H ₂ O ⁺ | 12,16 | 16,10 | 21,10 | 4,30 | 7,86 | 11,37 | 21,20 | 17,85 | 9,68 | 6,86 |
| Нераст. остаток | | | | | 11,86 | | | | | |
| Сумма | 100,49 | 99,41 | 99,46 | 102,60 | 98,85 | 99,41 | 99,21 | 99,69 | 99,43 | 99,59 |

Примечания. 1,2 - гетит; 3 - гипс; 4,5 - халькантит; 6 - оглиненная и ожелезненная масса с ярозитом (фракция меньше 0,001 мм); 7 - базальминит; 8 - аллофан; 9,10 - разной степени гидратированные серициты (фракция меньше 0,001 мм).

1/ Анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории КИМС аналитиками Л.Г. Каралашвили /1-3/, Е.Б. Апре-совой /5-7, 9, 10/, Т.Ю. Абесадзе /4/ и М.К. Шанидзе /8/ под общим руководством Л.Д. Долаберидзе.

2/ В том числе 0,1% в виде ZnS.
В образцах 1, 2, 4, 5. и 8 H₂O⁺ определена как разность между п.п. и SO₃

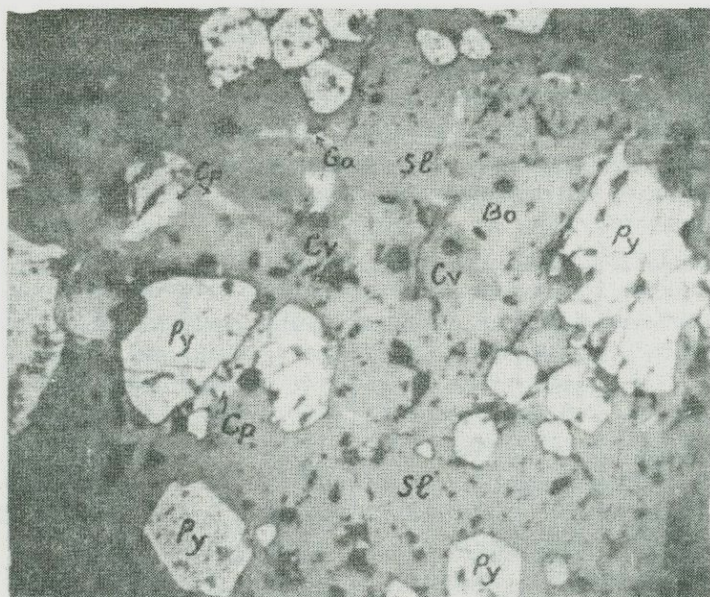


Рис. 4. Развитие ковеллина /C/ по борниту /Bo/. В колчеданной руде присутствуют также пирит /P/, сфалерит /Sp/ халькопирит /Ch/ и галенит /Ca/. Полированный шлиф. Ув. 80х.

двухвалентного марганца в стабильный, труднорастворимый окисел четырехвалентного марганца в форме пиролюзитов и псиломеланов; последний часто пользуется широким распространением, встречаясь также в виде двухмерных (пленки) дендритовидных образований в основном вдоль сланцеватости кварцевых альбитофиоров.

Малахит и азурит представлены тонкими корочками, налетами, примазками или отдельными скоплениями неправильной формы. Сравнительно широко представлен гипергенный кальцит обычно в виде струйчатых и гребенчатых корочек и полусферических выделений.

Физико-химические свойства указанных минералов соответствуют стандартным. Следует отметить, что азурит является довольно редким минералом не только для месторождений Урупской группы, но и для колчеданных месторождений Северного Кавказа в целом. Он встречается значительно реже малахита.

Среди гипергенно измененных рудовмещающих пород местами (западный фланг Урупского месторождения) встречаются отдельные тонкие прожилки и агрегаты неправильной формы,

сложенные смитсонитом, реже англезитом. Смитсонит, как и другой гипергенный минерал цинка — госларит, в значительной части является минералом ранних стадий изменения руд.

Гипс преимущественно встречается в виде водяно-прозрачных мелкоигольчатых и пластинчатых кристалликов длиной до 0,5 см., местами в виде мелких друз и лучистых агрегатов по стенкам трещин среди гипогенно- и гипергенно измененных рудовмещающих пород (западный фланг Урупского месторождения). Встречается он также в виде нитевидных прожилочков и тонких корок кристаллического сложения. В редких случаях минерал образует волокнистые выделения (селенит) с характерным шелковистым блеском. В таблице (гр. 3) приводится химический состав гипса из Урупского месторождения. Физико-химические свойства минерала соответствуют стандартным.

Обобщая данные по исследованию гипса из разных участков колчеданных месторождений Северного Кавказа, приходим к заключению, что форма кристаллов рассматриваемого минерала зависит от величины рН вод, дающих начало их образованию. Так на участках, непосредственно примыкающих к рудным телам или зонам минерализации, т.е. в более кислой среде, наблюдается образование игольчатых и волокнистых разновидностей (селенит), а в удалении от руды формируются сплошные массы. Таким образом, форма кристаллов гипса может служить своего рода индикатором оруденения.

Водорастворимые сульфаты меди и двухвалентного железа (халькантит, пизанит, мелантерит), обычно образующие сложные сульфаты, встречаются в основном в виде натечных стекловатых масс, тонких корок и мелких кристалликов и окрашены в разные тона синего и голубого цветов.

В таблице (гр. 4, 5) приводятся данные химического анализа халькантитов из Урупского месторождения. Расчитанная эмпирическая формула для первого его образца ($\text{Cu, Zn} \cdot 1,04\text{SO}_3 \cdot 4,09\text{H}_2\text{O}$) показывает некоторые отклонения от теоретического состава минерала по количеству воды. Наблюдаемый дефицит воды (0,91 молекулы), вероятно, объясняется частичным обезвоживанием минерала на воздухе. Во втором случае ($0,91(\text{Cu, Fe}^{++}) \cdot \text{SO}_3 : 4,93\text{H}_2\text{O}$) недостаток двухвалентных металлов, очевидно, компенсируется цинком, который, по данным спектрального анализа, присутствует в количестве свыше 1%.

Халькантит идентифицирован также термическим (рис. 5, кривые 1, 2) и рентгеновским ($d=4,730/10/; 4,008/9/; 3,669/8/; 3,306/7/; 3,061/7/; 2,839/7/; 2,684/7/; 2,658/6/; 2,241/7/; 2,203/5/; 2,029/6/; 1,616/8/ \text{ \AA}$ и др.) методами.

Пизанит и мелантерит исследованы различными методами и определены однозначно. Их свойства в общем мало отличаются от таковых для тех же минералов из других колчеданоносных

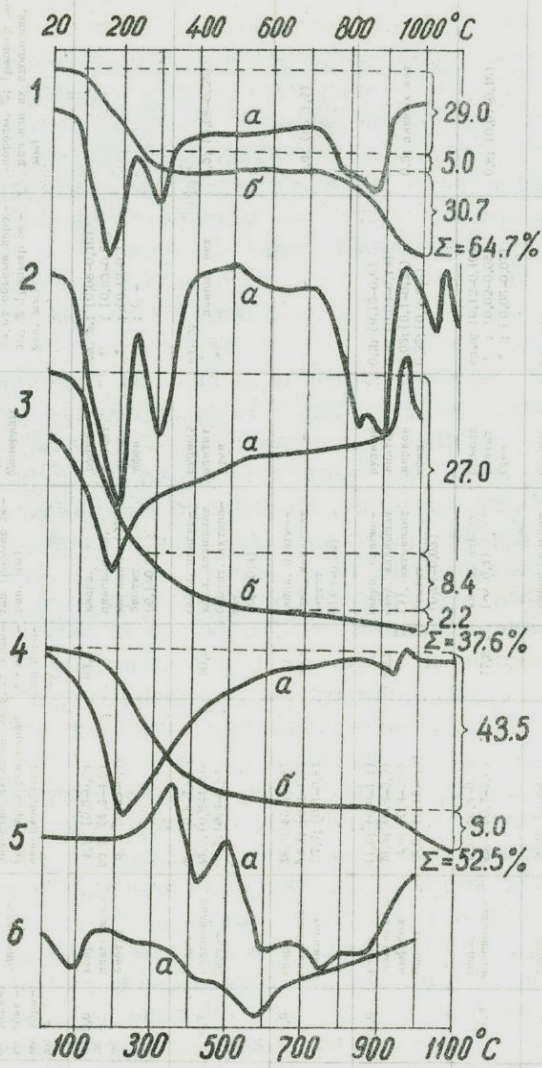


Рис. 5. Термограммы /а - кривые нагрева; б - кривые изменения веса/ гипергенных минералов из Урупского рудного района.

1,2 - халькантит; 3 - аллофан; 4 - базалуинит; 5 - оглиненная и ожелезненная масса с ярозитом /фракция меньше 0,001 мм/; 6 - интенсивно гидратированный серицит /фракция меньше 0,001 мм/.

районов Северного Кавказа (Надарейшвили, 1963, 1971^{1,2} и др.) и других регионов (Бетехтин, 1950; Дэна и др., 1953; Шадлун, 1948 и др.).

Часто наблюдаются выцветы и небольшие участки, сложенные рыхлыми беловато-желтоватыми массами сидеролитита, образованного в результате дегидратации водорастворимых сульфатов в приповерхностных условиях.

Физико-химические свойства алуминита, спорадически встречающегося в Урупском рудном районе, сходны с таковыми минерала, описанного для условий Худесского месторождения (Надарейшвили, 1971²) и обычны для него (Бетехтин, 1950; Винчелл, 1955; Цветков, Вальяшихина, 1955; Михеев, 1957 и др.).

Ярозит пользуется универсальным распространением, но обычно не образует крупных концентраций. Как и на других колчеданных месторождениях Северного Кавказа, он здесь является калинатриевым (Надарейшвили, 1969, 1971^{1,2} и др.) при значительном преобладании калия над натрием и проявляет большое сходство с ярозитами, описанными А.Г. Бетехтиным (1950) и др. (Дэна и др., 1953; Цветков, Вальяшихина, 1955; Михеев, 1957 и др.).

Интересно отметить, что наличие ярозита нами установлено также в тонких фракциях (меньше 0,001 мм), полученных из гипергенно оглиненных и ожелезненных образований. В таблице (гр. 6) приводится химический состав тонкой фракции, выделенной из указанных образований. Минерал идентифицирован также рентгеновским ($d = 5,128(53); 3,660(33); 3,323(53); 3,070(100); 2,832(40); 2,289(27); 1,836(47); 1,561(40); 1,537(46); 1,503(47); A$ и др.) и термическим (рис. 5, кривая 5) методами. Ярозит сравнительно широким развитием пользуется в зонах гипергенеза Урупского и Скалистого месторождений.

Особый интерес представляют находки на Скалистом месторождении редкого водного сульфата алюминия - базалюминита. Этот минерал нами был описан и для Худеса (Надарейшвили, 1972).

В таблице (гр. 7) приводится результат химического анализа базалюминита с примесью аллофана. Расчет этих данных на минеральный состав показал, что основным минералом является алюминиевый сульфат с составом, близким к $1,59 Al_2O_3 \cdot SO_3 \cdot 9,57 H_2O$, который особенно сходен с базалюминитом ($1,56 Al_2O_3 \cdot SO_3 \cdot 8,89 H_2O$) из Эпернэ, Марна (Hollingworth, Bannister, 1950). Минерал идентифицирован также рентгеновским ($d = 9,5(10); 5,20(8); 4,68(8); 3,44(5) A$ и др.) и термическим (рис. 5, кривая 4) методами. Полученные данные хорошо согласуются с литературными (Hollingworth, Bannister, 1950; Фоминых, 1965; Сребродольский, 1968).

Образование базалюминита С. Холлингвортом и Ф. Банис-

тером связывается с процессами обезвоживания гидратированного сульфата алюминия — гидробазалюминита на воздухе, что, по всей вероятности, имеет место и в наших условиях (Надарейшвили, 1972).

Из силикатных минералов установлено присутствие каолинита, аллофана, галлуазита и гидрослюд. Имеются сведения о присутствии в продуктах гипергенного метаморфизма Урупских руд хризоколла.

Каолинит сравнительно широко развит на Власинчихском месторождении. Процессами каолинизации здесь охвачены кварцевые альбитофиры и их туфы.

Аллофан впервые установлен нами на Урупском месторождении (Надарейшвили, 1965). Химические (таблица, гр. 8), термические (рис. 5, кривая 3), оптические ($N = 1,476 \pm 0,002$) и другие свойства минерала хорошо согласуются с существующими данными (Чухров, 1955; Лазаренко, 1958 и др.).

На Урупском месторождении аллофан обычно встречаются в ассоциации с галлуазитом, а на Скалистом месторождении — с базалюминитом (Надарейшвили, 1965, 1972).

Среди околорудно измененных пород района особо широким развитием пользуются пиритизированные серицито-кварцевые и серицито-хлорито-кварцевые метасоматиты, часто содержащие участки, сложенные мономинеральным серицитом. Физико-химические свойства последнего соответствуют нормальному мусковиту. В гипергенных условиях серициты из разных участков подвергаются гидратации (гидрослюдизации) в неодинаковой степени и отличаются друг от друга оптическими константами, рентгеновскими параметрами, термическими и химическими свойствами. Показатель преломления их во всех случаях опускается ниже показателя преломления серицита (1,576). При этих процессах структура минерала становится менее совершенной^{1/} и в структуре гидрослюд иногда появляются разбухающие слои.

На термограмме наиболее гидратированного серицита (рис. 5, кривая 6) довольно четко проявлен низкотемпературный эндоэффект, соответствующий потере гигроскопической воды. Второй, сравнительно глубокий и широкий эндоэффект в интервале температур 550–650°C соответствует потере конституционной воды, при этом потери в весе составляют 8,26%.

Согласно данным химического анализа (таблица, гр. 9, 10), кристаллохимическая формула наиболее гидратированных

^{1/} Рентгеновскому и другим исследованиям была подвергнута тонкая фракция (меньше 0,001 мм).

серицитов представляется $\text{Na}_{0,14}\text{K}_{0,47}(\text{H}_3\text{O})_{0,81}\text{Ca}_{0,05}\text{Mg}_{0,36}\text{Fe}_{0,04}^{2+}\text{Fe}_{0,20}^{3+}\text{Al}_{1,33}(\text{Al}_{0,87}\text{Si}_{3,13}\text{O}_{10})(\text{OH})_{2,0,62}\text{H}_2\text{O}$; $\text{Na}_{0,21}\text{K}_{0,52}(\text{H}_3\text{O})_{0,32}\text{Ca}_{0,04}(\text{Mg}_{0,08}\text{Fe}_{0,06}^{3+}\text{Al}_{1,77})(\text{Al}_{0,82}\text{Si}_{3,18}\text{O}_{10})(\text{OH})_{2,0,44}\text{H}_2\text{O}$ ^{1/}. Полученные формулы для Урупских серицитов, гидратированных в различной степени, не соответствуют ни стандартным (Гинзбург, Рукавишникова, 1951 и др.) ни таковым из других районов Северного Кавказа (Надарейшвили, 1969, 1971_{1,2}). По всей вероятности, на результатах пересчета отразилось присутствие ряда примесей полное удаление которых не представляется возможным.

Местами в ассоциации с карбонатами меди встречаются глинистые образования, рентгеновское изучение которых показало ($d = 11,0/7/$; $8,0/3/$; $4,896/5/$; $4,465/10/$; $2,596/5/$; $2,467/4/$; $1,882/3/$; $1,472/8/$; $1,289/5/ \text{ \AA}$ и др.), что здесь мы имеем дело с гидрослюдами мусковитового типа.

Помимо отмеченных гипергенных минералов, отмечаются единичные находки опала, хальцедона, феррохалькантита, калиевых квасцов (указанные минералы из других колчеданных месторождений нами были подвергнуты детальному исследованию, Надарейшвили, 1968, 1971₂ и др.) и некоторых других гипергенных минералов (галотрихит, пиккерингит, алуноген, эпсомит и др.), однозначно не диагностированных.

На основании приведенных данных список вторичных минералов, установленных в Урупском рудном районе, можно представить следующим образом^{2/}:

- I. Самородные элементы - медь, золото, сера⁺;
- II. Сульфиды - халькозин, борнит, ковеллин;
- III. Окислы и гидроокислы - гетит, гидрогетит, гематит, гидрогематит, лепидокрокит⁺, куприт, кварц⁺, хальцедон⁺, опал⁺, пиролюзит⁺, псиломелан⁺, другие окислы марганца⁺ /?/;
- IV. Карбонаты - кальцит⁺, смитсонит, малахит, азурит;
- V. Сульфаты - англезит, гипс⁺ /селенит⁺/, госларит⁺, мелантерит⁺, пизанит⁺, халькантит⁺, феррохалькантит⁺, сидеротилит⁺, калиевые квасцы⁺, алюминит⁺, ярозит⁺, гидробазальюминит⁺ /?/, базальюминит⁺;
- VI. Силикаты - каолинит, галлуазит⁺, аллофан⁺, гидрослюды⁺, кризоколла /?/.

1/ Пересчеты произведены по методу Б.Б. Звягина (1957).

2/ Минералы помеченные крестиками в Урупском рудном поле установлены и исследованы впервые автором.

Приведенные сведения показывают, что как в Урупском рудном поле так и в других районах колчеданной минерализации Северного Кавказа, процессы гипергенного метаморфизма в целом развиты незначительно. Однако результаты многолетних исследований убедили нас, что слабое развитие и даже полная редуцированность в рудных районах Северного Кавказа зоны окисления, с успехом могут быть использованы при поисках и оценке перспективности колчеданного оруденения как в общем комплексе минералого-геохимических исследований, так и самостоятельно, главным образом на начальных этапах изучения какой-либо конкретной площади обширной колчеданосной полосы Северного Кавказа. В этих случаях задачи исследований сводятся к использованию всех возможных, даже на первый взгляд самых незначительных деталей проявления процессов гипергенного метаморфизма, которые, как указывал С.С. Смирнов (1955), при правильной их интерпретации в ряде случаев могут привести к положительным результатам.

ЛИТЕРАТУРА

- Бетехтин А.Г. - Минералогия, Госгеолиздат, 1950.
- Буадзе В.И. - Структурно-фациальные условия развития зоны Передового хребта Большого Кавказа и особенности локализации колчеданных месторождений. Тр. КИМС, вып. 1X /11/, Тбилиси, 1971.
- Винчелл А.Н., Винчелл Г. - Оптическая минералогия, ИЛ, 1955.
- Гинзбург И.И., Рукавишникова И.А. - Минералы древней коры выветривания Урала. АН СССР, 1951.
- Дэна Дж. Д. и др. - Система минералогии, т. II, полутом 1, ИЛ, 1953.
- Звягин Б.Б. - Расчет структурных химических формул. В кн.: "Методич. руководство по петр.-минер. изучению глин", Госгеолтехиздат, 1957.
- Исмагилова М.З. - Лепидокрокит из Бурибаевского месторождения. В сб.: "Геол.-минер. особенности

меднорудн. месторождений Юж. Урала", Уфа, 1962.

- Лазаренко Е.К. - Об аллофанах из Закарпатья и Келек-Радомского горного округа. В сб.: "Вопр. минер. осад. образ.", кн. 5, Львов, 1958.
1. В экзокристаллических агрегатах аллофана часто наблюдается вителловидная катаклаза вмещающих аламанитов с расположенными в углах гидротермальных пор, максимумы которых достигают 100-150°C. Данная диагональ в диаграмме Френкеля по простиранию иногда сменяется пологими трещиноватостями и окварцеваниями границ поров, трансформация таким образом зоны трещиноватости.
- Михеев И.В. - Рентгенометрический определитель минералов, Госгеолтехиздат, 1957.
2. Данный аллофан в виде осадочных агрегатов по простиранию иногда сменяется пологими трещиноватостями и окварцеваниями границ поров, трансформация таким образом зоны трещиноватости.
- Надарейшвили В.К. - Пизанит из Худесского медноколчеданного месторождения (Северный Кавказ). Тр. КИМС, вып. 1V/6/, сер. геол., Тбилиси, 1963.
3. В отделе осадочных пород в Худесском месторождении состав расслаивания или раздроблены, причем обломки диабазов нередко сцементированы кварцевой массой с редкой вкрапленностью сульфидов (рис. 3).
- Надарейшвили В.К. - Об аллофанах из Урупского месторождения (Северный Кавказ). Тр. КИМС, вып. VI/8/, сер. -полезн. ископ., Тбилиси, 1965.
- Надарейшвили В.К. - О некоторых водорастворимых сульфатах из Худесского медноколчеданного месторождения (Северный Кавказ). Тр. КИМС, вып. VI/8/, сер. полезн. ископ., Тбилиси, 1968.
- Надарейшвили В.К. - Сравнительная характеристика зон гипергенеза колчеданосных районов Северного Кавказа. Тр. КИМС, вып. VIII/10/, сер. полезн. ископ., Тбилиси, 1969.
- Надарейшвили В.К. - Особенности гипергенного метаморфизма в колчеданосных зонах Учкулан-Даутского рудного района (Северный Кавказ). Тр. КИМС, вып. IX/11/, Тбилиси, 1971₁.
- Надарейшвили В.К. - Минералогия и геохимия зоны гипергенеза Худесского медноколчеданного месторождения (Северный Кавказ). Автореф. канд. дисс., Тбилиси, 1971₂.
- Рис. 3. Обломки диабазов с вкрапленностью сульфидов (рис. 3).
- Надарейшвили В.К. - О базальюмините с Северного Кавказского комплекса (Северный Кавказ). Мат. КИМС, сер. геол., вып. X/12/, Тбилиси, 1972.
- положенный севернее Кардыжачский массив и в качестве диалога эродированной кровли гранитоидов Юж. Урала.
- Смирнов С.С. - Зона окисления сульфидных месторождений. АН СССР, 1955.
- Смолянинов Н.А., Синегуб Е.Б. - Определитель гипер-

генных минералов, Госгеолтехиздат, 1950.

- Сребродольский Б.И. - О первой находке базальюминита в СССР. ДАН СССР, т. 180, № 1, 1968.
- Фоминых Н.Я. - Базальюминит из вторичных кварцитов Калугинского месторождения на Среднем Урале. Тр. ин-та Геол. УФ АН СССР, вып. 70, Свердловск, 1965.
- Цветков А.И., Вальяшихина Е.П. - Материалы по термическому исследованию минералов. Тр. ИГН АН СССР, ч. II, вып. 157, 1955.
- Чухров Ф.В. - Коллоиды в земной коре. АН СССР, 1955.
- Шадлун Т.Н. - Минералогия зоны окисления колчеданного месторождения Блява на Южном Урале. Тр. ИГН СССР, вып. 96, сер. рудн. м-ний, № 11, 1948.
- Hollingworth S.E. and Bannister F.A. - Basaluminite and hydrobasaluminite—two new minerals from Northamptonshire. Min. Mag., 29,1, 1950.

Д.С. Бурджанадзе

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КАРТАЛИНСКОЙ ДЕПРЕССИИ И ВОПРОСЫ ЕЕ МАРГАНЦЕНОСНОСТИ

Чиатурское марганцевое месторождение в результате разведки полностью оконтурено и перспективы прироста запасов на площадях, примыкающих к нему весьма ограничены. Поэтому за последние годы резко усилились геолого-поисковые работы с целью выявления новых марганцеворудных месторождений закрытого типа. Поскольку Чиатурское олигоценовое месторождение расположено на северной периферии Дзирульского массива, то давно возникло мнение о возможности обнаружения аналогичного месторождения и в других частях указанного массива, в первую очередь на восточном и западном его погружениях, перекрытых постолигоценовыми толщами (Бетехтин и др., 1964). Для этого Грузинским производственным геологическим управлением были запроектированы геолого-поисковые работы с бурением на восточной периферии Дзирульского массива в западной части Карталинской депрессии и в пределах Квирильской депрессии.

Настоящая статья является результатом геолого-поисковых работ, проведенных автором в западной части Карталинской депрессии. Эта структура в геотектоническом отношении охватывает значительную площадь Закавказского срединного массива, который здесь приподнят, чем обусловлен размыв мезо-кайнозойских осадочных толщ вплоть до древнего комплекса древних кристаллических пород Дзирульского массива. Карбонатные марганцевые руды были известны в олигоценовых осадках левобережья р. Пцис-цкали, в связи с чем первоначально были пробурены скважины 1, 2, 12, 14 и 15 в пределах Карельского и Хашурского районов, заложенные в олигоцен-нижнемиоценовых породах. Указанными скважинами были вскрыты относительно глубоководные осадки, лишенные оруденения марганца. Поэтому стало необходимым пробурить скважины 5, 6, 9, 10 и 11 (рис. 1) в непосредственной близости от Дзирульского массива, где на глубине предполагалось развитие осадков прибрежной части олигоценового бассейна, аналогичных Чиатурскому.

Эти скважины были доведены до верхнеэоценовых, меловых и среднеюрских отложений. Ими установлено, что нижняя

Рис. 1. Схематическая геологическая карта периферии Дзиркульского кристаллического массива (по И.Р. Кахадзе и Н.А. Канделаки).

1. Аллювиальные галечники.
2. Мэотис-понт-конгломераты с прослоями песчаников.
3. Сармат - глины, песчаники и конгломераты.
4. Средний миоцен - песчаники, глины, конгломераты.
5. Олигоцен-низы среднего миоцена - глины, песчаники.
6. Верхний эоцен-мергели и конгломераты.
7. Верхний мел - известняки, мергели и глауконитовые песчаники.
8. Нижний мел - кварц-аркозовые песчаники, конгломераты, известняки.
9. Байос - порфириты, туфобрекчии и туфопесчаники.
10. Средний и верхний лейас - известняки, кварцевые песчаники, конгломераты.
11. Кембрийская система филлиты с линзами мрамора.
12. Докембрий нижний палеозой - кристаллические сланцы и гнейсы, прорванные древними гранитоидами.
13. Третичные базальты.
14. Среднеюрские (батские) гранитоиды.
15. Палеозой - габброиды.
16. Верхнепалеозой - серпентиниты.
17. Среднепалеозой - гранитоиды.
18. Нижнепалеозой - гранитоиды.
19. Граница трансгрессивного и несогласного залегания.
20. Линии нарушения.
21. Пробуренные скважины в 1960-1963 гг. Грузгеологии.
22. Скважина пробурена в 1954 г. трестом "Грузнефть".
23. Проектные скважины.
24. Проявления марганца.
25. Ось антиклинальной складки.
26. Ось синклинальной складки.
27. Контур предполагаемой Карталинской суши.
28. Линии геологических разрезов.

часть разреза олигоценовых осадков мощностью 70-150 м представлена горизонтально залегающими карбонатными глинами, мергелистыми известняками и хорошо отсортированными мелкозернистыми песчаниками с глинисто-карбонатным цементом. Они содержат фауну хадумского горизонта (Бурджанадзе, 1968). Верхняя часть отложений олигоцена сложена сланцеватыми, слегка песчанистыми, некарбонатными глинами с тонкими прослоями опоки (450-580 м). В них на разных интервалах встречаются прослойки маломощных (0,1-0,3 м) карбонатных марганцевых руд с содержанием марганца до 12% (скв. 2). Выше согласно залегают осадки сакараульского и коцахурского горизонтов, полная мощность (150-180 м) которых вскрыта в скважинах 4, 9 и 11. Нижняя часть указанных осадков представлена глинами майкопской фации, кварц-полевошпатовыми и полимиктовыми толстослоистыми песчаниками, переходящими выше в кварц-полевошпатовые слабо сцементированные, хорошо отсортированные песчаники и пески (сакараульский горизонт). Цементирующим веществом песчаников является кремнисто-глинистая масса, местами глинисто-карбонатная. Данные осадки М.И. Варенцовым (1935) подразделены на набахтевские толстослоистые,

плотные песчаники сакараульского горизонта и слабосцементированные сурамские пески, считавшиеся аналогом коцахурского горизонта.

Осадки среднего миоцена (скважины 3, 4, 5, 6, 9, 10, 11, 13 и 18) представлены чокракским, караганским и конским горизонтами. Первый из них слагается грубозернистыми угловатыми кварц-полевошпатовыми песчаниками на карбонатно-хлоритовом цементе, переходящими в пестроцветные песчаные глины и мелкогалечные конгломераты мощностью 50-110 м с фауной: *Donax tarchanensis* (Andrus) Bajar., *Ervilia pusilla phil.*, *E. trigonulla Sok.*, *Sjndesmja alba Wood, var. scythica Sok.* (определен Г.К. Гуджабидзе). Выше они согласно сменяются образованиями караганского и конского горизонтов.

Осадки карагана представлены мелко- и крупнозернистыми кварцевыми песчаниками с карбонатным цементом с прослоями глинистых песчаников, содержащих следующую фауну: *Spaniodontella pulchella Baily.*, (в большом количестве) *Sp. pulchella Baily var. umbonata Andrus.*, *Sp. tapesoides Andrus.*, (определ. Г.К. Гуджабидзе).

Осадки конка представлены песчаниками, глинами, песчаными глинами и мелкогалечными конгломератами, охарактеризованные фауной: *Cardium cf. praeplicatum Hilb.*, *Venus aff. konkensis Sok.*, (определ. Г.К. Гуджабидзе).

Мощность осадков караган-конка от 40 до 130 м.

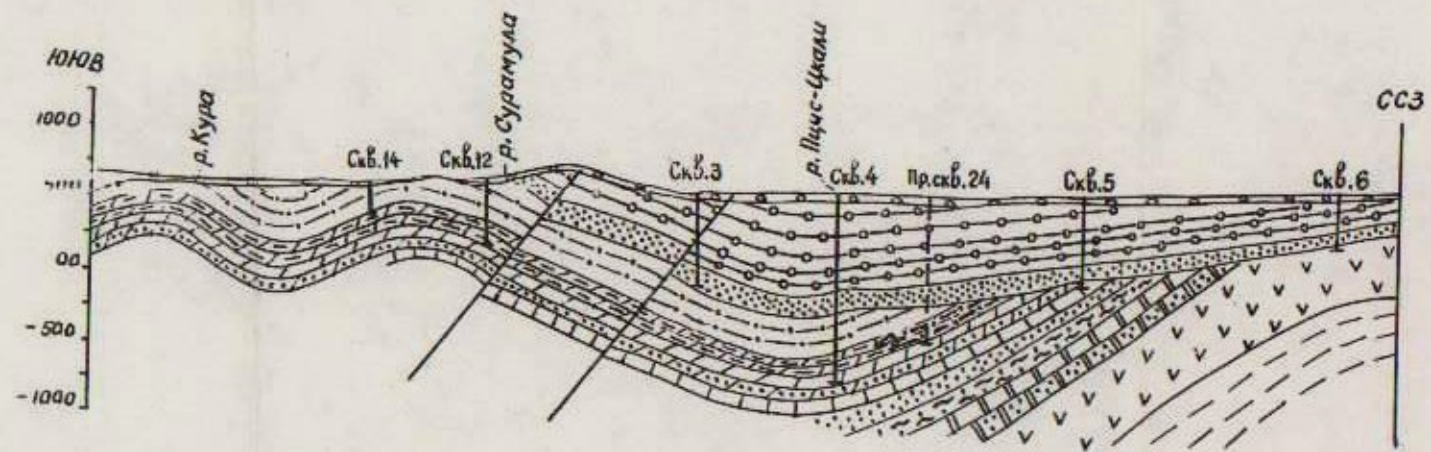
Над указанными среднемиоценовыми осадками залегают сарматские образования, подразделяемые на три подъяруса. Они представлены, в основном песчаными породами с редкими прослоями голубоватых и зеленовато-серых глин.

Отложения нижнего сармата в скважинах представлены кварц-полевошпатовыми разнозернистыми плотными песчаниками с карбонатным цементом. В них встречаются прослойки (0,5-0,8 м) конгломератов и вспучивающихся глин. Гальки конгломератов состоят из изверженных пород, песчаников и известняков. По мере приближения к восточной периферической части Дзирульского массива в разрезе нижнего сармата, как и в разрезе среднего миоцена, увеличивается роль кварцевого и обломочного материала и уменьшается мощность отложений. Одновременно среднемиоценовая трансгрессия нарастает в сармате в данном направлении. Мощность нижнесарматских осадков колеблется в пределах 80-260 м.

В среднем сармате развиты песчано-глинистые и карбонатные отложения. Песчаники, залегающие вблизи Дзирульского массива, грубозернистые и содержат гальки кварца и гранитоидных пород; их мощность 150-250 м.

Осадки верхнего сармата, именуемые на востоке срединного массива (Тбилиси-Ксани) нацхорской свитой, развиты ли-

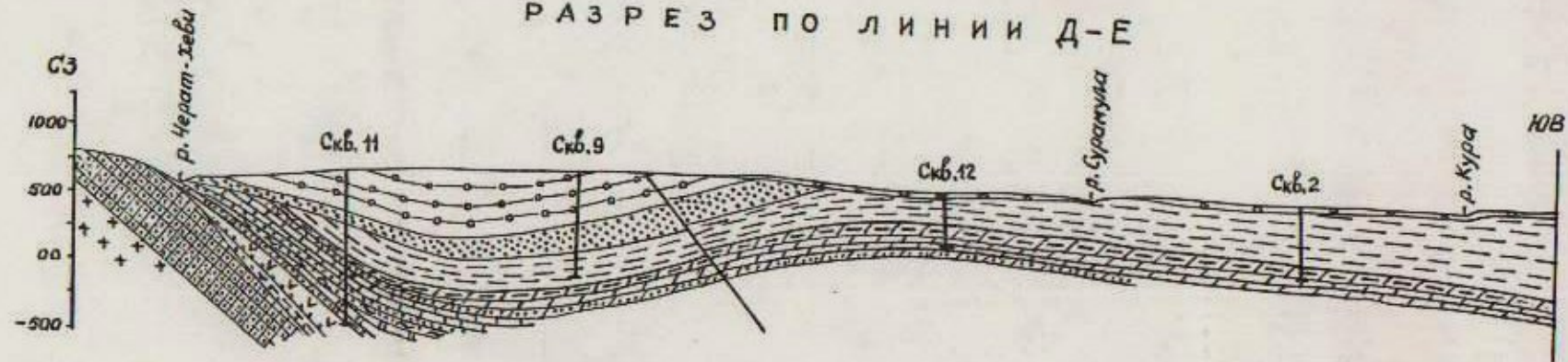
РАЗРЕЗ ПО ЛИНИИ А-Б



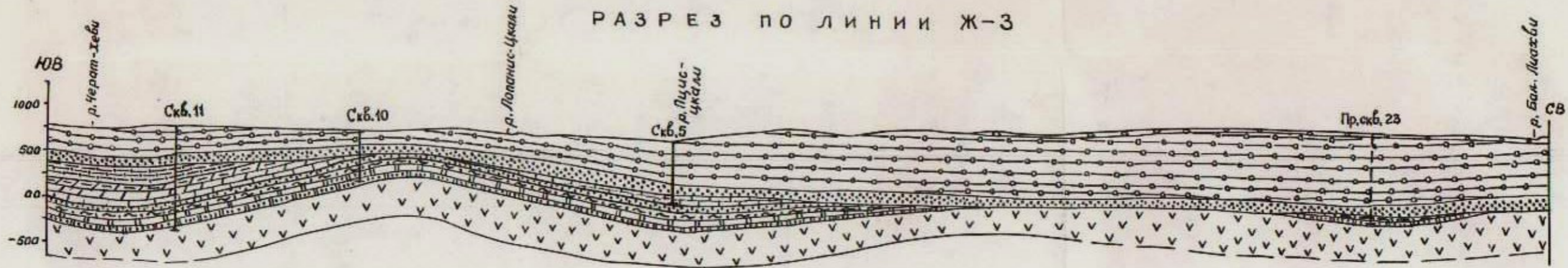
РАЗРЕЗ ПО ЛИНИИ В-Г



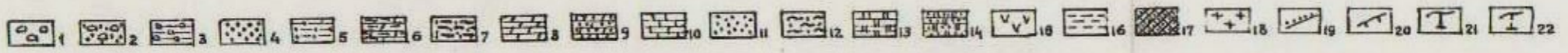
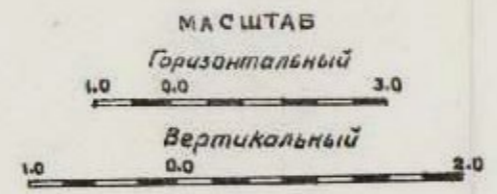
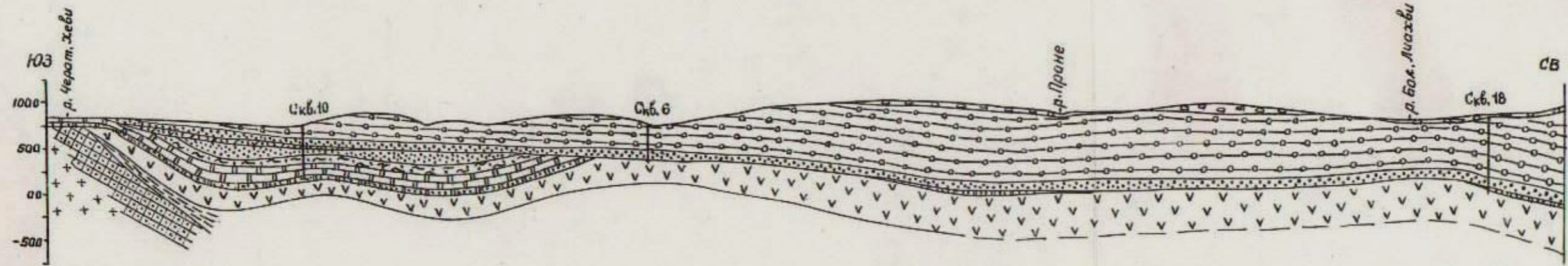
РАЗРЕЗ ПО ЛИНИИ Д-Е



РАЗРЕЗ ПО ЛИНИИ Ж-З



РАЗРЕЗ ПО ЛИНИИ И-К



Подрисуночные подписи к статье Бурджанадзе Д.С.
"Геологическое строение западной части Карталинской депрес-
сии и вопросы ее марганценосности.

Рис. 2. Геологические разрезы западной части Карталинской депрессии.

1. Аллювиальные галечники и делювий склонов.
2. Мэотис-понт-конгломераты с прослоями песчаников.
3. Сармат - глины, песчаники и конгломераты.
4. Средний миоцен - песчаники, пески, конгломераты и пестроцветные глины.
5. Оligоцен - низы среднего миоцена - глины, песчаники и пески с тонкими прослоями опок и линзами карбонатной марганцевой рудой.
6. Нижний олигоцен (хадумский горизонт) - глины карбонатные, мергелистые известняки и мелкозернистые карбонатные песчаники.
7. Нижний олигоцен - грубозернистые кварцевые песчаники с предполагаемыми пластами марганца.
8. Верхний эоцен - глинистые мергели, мергелисто-песчанистые глины и песчаники.
9. Средний эоцен - песчанистые глины, аргиллиты, мергели и известняки.
10. Турон-сенон - известняки и мергелистые известняки.
11. Сенومان - туфопесчаники, мергелистые известняки и песчанистые мергели.
12. Альб - туфопесчаники, глауконитовые глинистые мергели, мергели и мергелистые известняки.
13. Апт - известняки песчанистые, мергели с примесью туфопесчаников и мергелистые известняки.
14. Баррем - известковые брекчии, кварцевые песчаники и доломитизированные известняки.
15. Байос - туфобрекчии, туфопесчаники, туфы и порфириды.
16. Лейас - песчаники, аргиллиты с линзами известняков и пластовые жилы диабаз-порфиридов.
17. Среднепалеозой - гранитоиды.
18. Докембрий - нижний палеозой - кристаллические сланцы и гнейсы прорванные древними гранитоидами.
19. Граница трансгрессивного и несогласного залегания.
20. Линии нарушения.
21. Пробуренные скважины.
22. Проектные скважины.

шь в северной части рассматриваемой территории (Цхинвальский район). Они были вскрыты в скважине 18, где представлены глинами, песчаниками и конгломератами и имеют мощность 270 м. Все выделенные в скважинах подъярус сарматского яруса охарактеризованы соответствующей фауной, отобранной автором в керне и определены Г.К. Гуджабидзе. В осадках нижнего сармата найдены *Ervilia dissita* Eichw. (в большом количестве) *E. trigonula* Sok., *Tapes naviculatus*. (R. Horn) . *Andrus.* *Cardium ustjurtense* *Andrus.*, *Solen subfragilis* M. Horn. а в осадках среднего сармата *Modiola sarmatica* Gat., *Maetra fabreana* d¹ Orb., *Tapes vitalianus* d¹ Orb., *T. gregarins* (Partsch).

В районе широко развиты четвертичные образования на террасах реки Куры и ее левых притоков, а также делювий склонов.

Данные по буровым скважинам в значительной мере уточнили и тектонику рассматриваемой территории, что нашло отражение на составленных автором геологических разрезах (рис. 2), где выделено шесть структурных ярусов. Наиболее

отчетливо обрисованы четыре яруса - мел-палеоценовый, эоценовый, олигоцен-нижнемиоценовый, средне- и верхнемиоценовый. Нижние структурные ярусы - доюрский и нижне-среднеюрский отмечаются лишь на периферии Дзирульского массива (рис. 2, разрезы Д-Е и И-К).

Уточнено глубинное строение и простирание Цромской (1-1) и Вакской (Ш-Ш) антиклиналей, Агарской (П-П) и Брильской (1У-1У) синклиналей, выделенные ранее на юге (Гамкрелидзе, 1964 и др.), и выявлены новые неглубокие складки на севере, названные нами Кнолевской (У-У) и Ачабетской (УП-УП) антиклиналями, Авневской (У1-У1) и Свердловской (УШ-УШ) синклиналями. На них наложены более пологие складки средне- и верхнемиоценового структурного яруса.

Марганценовые олигоценовые осадки западной части Карталинской депрессии располагаются в пределах Брильской синклинальной складки, где были сосредоточены основные поисковые работы. В процессе их проведения установлено, что олигоценовые осадки в данном районе представлены карбонатными глинами, содержащими в верхней части маломощные прослой и линзы карбонатных марганцевых руд, не представляющих практического интереса. Местами же (скв. 5, 10) наблюдается полный размыв олигоценовых осадков чокракской трансгрессией. Отсутствие олигоцен-нижнемиоценовых осадков зафиксировано также в скважинах 6 и 18, пробуренных в северо-западной части Карталинской депрессии.

Таким образом, результаты проведенных работ приводят к выводу, что исследованная территория в олигоценовое время представляла море, более глубоководное чем Чиатурский бас-

сейн. Отсутствие кварц-аркозового материала и развитие в олигоценовых отложениях карбонатных глин и песчаников служит свидетельством, что кристаллические породы Дзирульского массива в олигоцене не размывались (Леквинадзе, Эдилашвили, 1961).

Принимая во внимание литологические особенности олигоценовых осадков на исследованной территории, можно предполагать, что неглубокая часть моря находится к северу от отмеченных осадков, близ Карталинской суши (Лалиев, 1964). Здесь, как это было сказано выше, выделяется ряд антиклинальных и синклинальных складок. В сводах антиклиналей осадки олигодена размыты (рис. 2, разрезы В-Г, Ж-З, И-К), но они могли сохраниться в синклиналях под осадками миоцена. В этом отношении более перспективными нами считаются Авневская синклиналь (разрезы В-Г и Ж-З) и северное крыло Брильской синклинали. Можно полагать, что развитые в мульде этой последней карбонатно-глинисто-мергелистые отложения олигодена в северном направлении фациально замещаются мелководными осадками, возможно содержащими пласты марганца. Отмеченные структуры заслуживают постановки в их пределах поискового бурения.

ЛИТЕРАТУРА

- Бетехтин А.Г., Авалиани Г.А., Долидзе Д.П. и др. Чиатурское месторождение марганца. Изд-во "Недра", 1964.
- Бурджанадзе Д.С. Новые данные о фациальных особенностях олигоцен-нижнемиоценовых отложений восточной периферии Дзирульского кристаллического массива. Тех. информ. геол. № 1, Тбилиси, 1968.
- Варенцов М.И. Новый копахурский горизонт (онкофоровый слой) миоценовых нефтеносных отложений Грузии. Нефт. хоз-во, № 1, Москва, 1935.
- Гамкрелидзе П.Д. Тектоника Грузии. В кн. "Геология СССР", т. X, ч. 1, Изд-во "Недра", 1964.
- Лалиев А.Г. Майкопская серия Грузии. Изд-во "Недра", 1964.
- Леквинадзе Р.Д., Эдилашвили В.Я. К вопросу палеогеографии марганценосного бассейна Грузии в нижнеолигоценовое время. Труды КИМС вып. III (5), 1961.

Н.И. ХАМХАДЗЕ

ПОВЕДЕНИЕ ЖЕЛЕЗА И МАРГАНЦА В
ПРОЦЕССЕ ОБРАЗОВАНИЯ ЧИАТУРС-
КОГО МАРГАНЦЕВОГО МЕСТОРОЖДЕ-
НИЯ

Железо и марганец как известно тесно ассоциируются в природе благодаря близости их геохимических свойств. Взаимоотношения этих металлов особенно хорошо наблюдаются на марганцевых месторождениях разного генезиса. Гидротермальные месторождения марганца в большинстве случаев биметалльные. Соотношения Fe к Mn меняются в широких пределах (Цедисское месторождение - Зап. Грузия, Загю, 1963; Уральская группа месторождений, Гаврилов, 1972). В вулканогенно-осадочных месторождениях железо и марганец также встречаются совместно (Тетрицкаройское месторождение - Южная Грузия, Авалиани, 1967; Уральские и Казахстанские марганцевые месторождения, Гаврилов, 1972).

В современных донных осадках, где наблюдается воздействие вулканической деятельности и гидротермальных процессов, широко развиты железо-марганцевые скопления, в которых соотношение Fe:Mn также меняется в широких пределах (Андрущенко, Скорнякова, 1967; Зеленов, 1972). В нормально-осадочных месторождениях марганца, руды монометалльные и содержание в них железа ничтожное (Никопольское месторождение, Грязнов, 1964).

Что касается Чиатурского марганцевого месторождения, то там в западной его части рудный горизонт, сложенный в основном окисными соединениями марганца (пиролюзит, манганит, псиломелан), содержит маломощные прослои (2-10-40 см) гидрогетита и гетита с Fe_2O_3 до 55%. Вместе с тем с рудами и рудовмещающими породами встречаются скопления глауконитов и прослои железистого монтмориллонита. Кроме того, Fe_2O_3 содержится и в самих марганцевых рудах (в окисных рудах от 0,9 до 4,5%, в карбонатах 15%, а в смешанных - в среднем 1,59%). Это свидетельствует о привносе железа вместе с марганцем в морской олигоценый бассейн.

Известно, что материал, поступающий в морской бассейн из коры выветривания, перераспределяется как в ходе выветривания материнских пород (Романенко, Грязнов, 1966; Страхов и др., 1968), так и в самом морском бассейне. При их одновременном поступлении в морской бассейн, в связи с бо-

льшой чувствительностью железа к изменению режима Ph-Eh, т.е. легкой реакцией с кислородом, он при осаждении несколько опережает марганец и осаждается раньше по пути сноса материала в бассейн. Развивая представления об осадочном генезисе Чиатурского месторождения Н.М. Страхов и др. (1968) считают, что в бассейн поступал только марганец, отделенный на путях миграции от железа. Кстати, Чиатурское месторождение по поведению в нем Fe и Mn, как показывает фактический материал, отличается от нормально-осадочных месторождений.

Исследования последних лет показывают, что источником марганца олигоценовых месторождений Грузии можно принять гидротермальные растворы. Последние в морской олигоценый бассейн поступали главным образом через тектонические нарушения, фиксируемые в юго-западной части Чиатурского и Шкмерского месторождений (Дзоценидзе 1970, 1971; Хамхадзе, 1971; Икошвили, 1971; Махарадзе, 1972).

Детальное изучение позволило нам вдоль предполагаемых подводных каналов наблюдать гидротермальное изменение пород. Оно выражено в кальцитизации, доломитизации, монтмориллонитизации, сколитизации, цеолитизации, окремнений известняков и в замещении их окислами Mn и Fe. По комплексу метасоматических минералов измененные зоны проявляют сходство с околорудными сколит-карбонатными породами, сопровождающими железо-марганцевые месторождения Цедиси, Фасгаро (Гуниава, 1968), гидротермальный генезис которых не вызывает сомнения.

Гидротермалиты, развитые вдоль тектонических нарушений, мы считаем синхронными марганцевому оруденению Чиатура-Шкмерского месторождений (Хамхадзе, 1971), а также гидротермальным марганцевым месторождениям Грузии (Гогшвили, 1969). Поступление гидротермальных растворов в олигоценый бассейн по разломам с юго-западной части контролируется также распределением руд и микроэлементов в них, а также палеогеографической обстановкой Чиатура-Шкмерского олигоценового бассейна (Хамхадзе, 1970; Икошвили, 1971). Принимая гидротермальную гипотезу источника марганца для олигоценового Чиатура-Шкмерского бассейна возникает вопрос - где происходит частичное разделение железа и марганца - в очаге или в дренирующих структурах?

К юго-западу от Чиатурского месторождения на левом фланге Чиатурского Главного взброса в окрестностях селения Навардзети находится выработанное в старину месторождение железа. Оно приурочено к лейасовым отложениям, обнажающимся в ущелье р. Квирила. Здесь на размытой поверхности мощной кварцпорфировой толщи залегает базальный конгломерат и грубозернистый песчаник с известковым цементом, сменяю-

шимся кверху зоогенными брекчиевидными известняками, содержащими также в большом количестве грубозернистый материал. Эти отложения интенсивно окрашены гидроокислами железа в сургучно-красный цвет. Они перекрываются верхнемеловыми известняками с конгломератом в основании, которые в нижней части также замещены гидроокислами железа. Лейассовый возраст зоогенных известняков бесспорен (Кахадзе, 1947), но синхронно-ли их обогащение железом?

Самые высокие содержания Fe_2O_3 наблюдаются в брекчиевидных известняках (30-35%), в которых выделяется зона с Fe_2O_3 около 65%. Среди брекчиевидных известняков эта зона залегает почти горизонтально (мощность 1,5-2 м с выклиниванием на северо-запад). Состав руды гематит-гетитовый с незначительной примесью марганца.

Чем же объяснить, что рядом с Чиатурским марганцевым месторождением находится месторождение железа, приуроченное к более древним породам? По нашему мнению гидротермальные растворы-носители железа, марганца и др. элементов, просачиваясь по тектоническим нарушениям производили по пути метасоматическое замещение. Особо благоприятные условия для сбрасывания из раствора железа, как подтверждается и экспериментальными данными Л.П. Листовой (1961), К.Б. Краускопфа (1963) создает легко проницаемый карбонатный материал, в нашем же случае видимо таковыми являлись брекчиевидные раздробленные карбонатные породы. В известняках лейаса, благодаря привнесенному гидротермами CO_2 должно было происходить растворение первичной карбонатной породы, сопровождающееся перекристаллизацией карбонатных минералов. В процессе миграции гидротермальных растворов, создавшиеся в брекчиевидных известняках окислительно-восстановительные условия, способствовали осаждению железа; при тех же условиях, как известно, миграционная способность марганца велика и он перемещался с раствором, а затем поступал и в морской бассейн.

Как нам представляется, меловые плотные трудно проницаемые известняки служили экраном для гидротермальных растворов, проходящих через брекчиевидный комплекс лейассовых пород и поэтому почти все железо сконцентрировалось в них. Здесь же следует отметить, что песчаники, которые расположены в основании меловых известняков, гидротермально сильно изменены. Верхнемеловые известняки, претерпевшие гидротермальное изменение (перекристаллизация, доломитизация, замещение гидроокислами марганца и железа) хорошо прослеживаются у выхода на поверхности Чиатурского Главного взброса, непосредственно под марганцевым оруденением.

Разгрузка гидротермальных растворов происходила в прибрежной полосе морского бассейна при высокой аэрации.

Рудные компоненты (Mn с примесью оставшегося Fe) поступившие с раствором, в закисной-бикарбонатной форме, соединялись с кислородом и осаждались в виде окисных соединений марганца и железа, а те гидрокарбонатные растворы, которые не успевали окисляться в наддонной воде, миновали прибрежную полосу и осаждались в виде карбонатов в более глубоких частях бассейна.

Не исключается возможность, что дополнительное разделение окислов железа и марганца в Чиатура-Шкмерском олигоценовом бассейне происходило также в процессе диагенеза; поэтому, именно в западной части месторождения с окисными рудами встречаются слои гидрогетита и гетита, а в карбонатных железу рассеяно и не образует в них самостоятельных минералов (за исключением мелких единичных выделений пирита).

Перераспределение железа и марганца в процессе диагенеза по Н.М. Страхову (1962) происходит между восстановительной и окислительной зонами осадка. В среде восстановительного слоя железо и марганец, переходя в двухвалентные более подвижные соединения, мигрируют вверх (к контакту с окисленной зоной осадков), Fe окисляется и остается на месте, обогащая верхний окисленный слой, и тем самым отделяется от соединений Mn.

На примере изучения донных осадков Черного моря В.Ф. Севастьянов и И.И. Волков (1965) приходят к выводу, что геохимическая подвижность марганца при окислительно-восстановительных процессах примерно в три раза выше, чем железа. Причиной этого, по мнению авторов, служит более легкая восстановляемость марганца и сохранение прочных закисных соединений марганца при физико-химических условиях восстановленной зоны морских донных отложений. Эти свойства способствуют полной мобилизации марганца при окислительно-восстановительных процессах диагенеза, чем и обуславливается в рудном горизонте Чиатурского месторождения четкое разграничивание марганцевых и железистых слоев.

ЛИТЕРАТУРА

- Авалиани Г.А. Генетические типы марганцевых месторождений Грузии. В кн. "Марганцевые месторождения СССР". Изд-во "Наука", 1967.
- Андрущенко П.Ф., Скорнякова Н.С. Состав, строение и особенности образования железо-марганцевых конкреций Тихого Океана. В кн. "Марганцевые месторождения СССР". Изд-во "Наука", 1967.
- Гаврилов А.А. Эксталяционно-осадочные рудонакопления марганца. Изд-во "Недра", М., 1972.
- Гогишвили В.Г. Особенности гидротермального минералообразования на примере северо-западной части Сомхитско-Карабахской зоны (Малый Кавказ) и формирование месторождений. Дисс. на соис. уч. степ. д. г.-м. н., 1969.
- Гуниава В.Д. Сколитсодержащие окolorудные метасоматиты Аджарского района. Сообщ. АН ГССР, № 3, 1968.
- Дзоценидзе Г.С. Влияние вулканизма на образование осадков. Изд-во "Недра", М., 1965.
- Загю Т.Н. О минеральном составе железо-марганцевых руд Цедисского месторождения. Тр. Груз. политехн-та, № 2 (87), 1963.
- Зеленов К.К. Вулканы как источники рудообразующих компонентов осадочных толщ. Изд-во "Наука", 1972.
- Икошвили Д.В. Литология олигоценых отложений Чиатурского района. Авт. дисс. на соис. уч. степ. к. г.-м. н. Изд-во Мецниереба, 1971.
- Кахадзе И.Р. Грузия в юрское время. Тр. геол. ин-та АН ГССР, сер. геол. том III (VIII), 1947.
- Краускопф К. Разделение марганца и железа в осадочном процессе. В кн. "Геохимия литогенеза". Изд-во И.Л., М., 1963.
- Листова Л.П. Физико-химические исследования условий образования окисных и карбонатных руд марганца. Изд-во АН СССР, М., 1961.

- Махарадзе А.И. Об источниках и путях приноса Mn, Si, Fe и P в нижнеолигоценовые отложения западной Грузии. ДАН СССР, т. 202, № 4, 1972.
- Романенко Г.Н., Грязнова В.И. Об отделении марганца и железа в коре выветривания кристаллических пород Украинского щита в мезокайнозое. Лит. и пол. иск. № 3, 1963.
- Севастьянов В.Ф., Волков И.И. Перераспределение железа и марганца при окислительно-восстановительных процессах в донных отложениях кислородной зоны Черного моря. Лит. и пол. иск. № 4, 1965.
- Страхов Н.М. и др. Геохимия, осадочного марганцевого процесса. Тр. АН СССР, вып. 185, Изд-во "Наука", М., 1968.
- Хамхадзе Н.И. Литология олигоценовых марганецсодержащих отложений северной части Грузинской глыбы. Авт. дисс. на соиск. уч. ст. к. г.-м. наук, 1971.
- Хамхадзе Н.И. Об источнике Mn и Si в Шкмерском олигоценовом бассейне. Тр. КИМС, вып. VIII (10) сер. полезн. иск. 1970.

Дж. Г. Надарейшвили, И.Д. Долидзе

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБ-
РАЗОВАНИЯ СКАРНОВ ДЗАМСКОГО
МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Геология Дзамского скарново-железородного месторождения детально рассматривается в работе М.Д. Купарадзе (1966). Скарны залегают на контакте среднеэоценового Квиранского габбро-диоритового интрузива и меловых известняков. Возникновение скарнов связывается с диоритовыми порфиритами, представляющими собой краевую фацию Квиранского габбро-диоритового интрузива (Надарейшвили, 1973). В скарнах Дзамского месторождения четко выделяются эндо- и экзоскарновые зоны (Купарадзе, Надарейшвили, 1973). Эндоскарны в основном представлены гранатовыми и пироксен-гранатовыми скарнами, а экзоскарны эпидотовыми, пироксен-эпидотовыми и эпидот-пироксен-гранатовыми скарнами.

В целях выяснения характера контактного взаимодействия диоритовых порфиритов с известняками и изменения химизма пород в процессе скарнообразования нами были опробованы и подвергнуты химическому анализу все разновидности скарновых пород, диоритовых порфиритов и известняков, встречающихся на Дзамском месторождении. Результаты химического анализа приведены в таблице 1.

На основании этих данных были построены графики, характеризующие привнос и вынос главных компонентов (окислы сидиция, кальция, алюминия и двух- и трехвалентного железа) при образовании экзо- и эндоскарнов Дзамского месторождения, а также для интрузивных и карбонатных пород, на контакте с которыми скарны не образовались.

Как видно из графика (рис. 1) при образовании экзоскарновых зон происходит закономерное изменение содержаний SiO_2 и CaO между известняками, диоритовыми порфиритами и заключенными между ними экзоскарнами, т.е. происходит встречная диффузия SiO_2 из диоритовых порфиритов в сторону известняков и CaO из известняков в сторону диоритовых порфиритов и, следовательно, постепенное уменьшение содержаний этих компонентов в тех же направлениях, что вполне закономерно для диффузионных (биметасоматических) скарнов. Поведение Al_2O_3 несколько отличается от вышеотмеченных окислов тем, что диффундируя от диоритовых порфиритов через скарновые породы в сторону известняков, его содержание остается постоян-

Таблица 1

Химический состав пород Давамского месторождения

| Наименование пород | Диоритовые порфириды | | | | | | | | | | | | | | Эссексит порфирит |
|--------------------------------|----------------------|-------|-------|-------|------------|-------|-------|-------|------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------------------|
| | № - порода | 141 | 147 | 150 | 163 | 164 | 165 | 167 | 168 | 169 | 171 | 172 | 173 | 174 | |
| SiO ₂ | 55,56 | 54,34 | 55,44 | 55,80 | 54,53 | 55,90 | 56,53 | 56,82 | 55,65 | 32,52 | 58,00 | 60,20 | 60,48 | 58,10 | 47,61 |
| Al ₂ O ₃ | 14,79 | 16,88 | 15,66 | 17,08 | 17,20 | 17,60 | 17,05 | 17,05 | 17,05 | 9,74 | 15,50 | 16,10 | 15,66 | 16,20 | 14,82 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,74 | 4,86 | 1,64 | 3,48 | 4,02 | 3,32 | 1,70 | 2,71 | 2,71 | 0,84 | 2,95 | 2,33 | 2,10 | 2,58 | 6,34 |
| FeO | 3,60 | 0,60 | 3,24 | 2,88 | 2,88 | 3,24 | 4,66 | 3,24 | 3,24 | 2,16 | 2,88 | 2,34 | 1,98 | 2,70 | 3,42 |
| TiO ₂ | 0,55 | 0,36 | 0,34 | 0,44 | 0,48 | 0,49 | 0,39 | 0,38 | 0,43 | 0,40 | 0,40 | 0,43 | 0,39 | 0,47 | 0,78 |
| MnO | 0,28 | 0,07 | 0,07 | 0,16 | 0,26 | 0,28 | 0,28 | 0,28 | 0,28 | 0,14 | 0,10 | 0,10 | 0,07 | 0,10* | 0,28 |
| CaO | 5,41 | 4,64 | 8,50 | 7,74 | 8,00 | 7,40 | 7,86 | 8,38 | 8,60 | 28,10 | 7,48 | 6,15 | 6,23 | 5,18 | 12,00 |
| MgO | 4,90 | 1,60 | 1,60 | 2,24 | 2,60 | 2,60 | 2,22 | 2,08 | 2,00 | 2,00 | 1,87 | 2,08 | 2,00 | 2,08 | 5,00 |
| P ₂ O ₅ | 0,25 | 0,31 | 0,26 | 0,28 | 0,26 | 0,26 | 0,24 | 0,25 | 0,24 | 0,07 | 0,20 | 0,18 | 0,16 | 0,20 | 0,52 |
| SO ₃ | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| K ₂ O | 6,40 | 5,00 | 4,00 | 1,50 | 1,50 | 1,30 | 1,30 | 0,90 | 0,80 | 1,00 | 3,00 | 3,70 | 4,00 | 5,90 | 2,30 |
| Na ₂ O | 3,30 | 4,50 | 3,40 | 3,60 | 3,40 | 3,70 | 3,60 | 2,80 | 2,80 | 2,70 | 3,50 | 3,60 | 3,40 | 3,60 | 2,70 |
| H ₂ O ⁺ | 1,13 | 1,22 | 0,66 | 1,30 | 1,50 | 1,42 | 1,84 | 1,88 | 2,03 | 0,79 | 1,06 | 0,71 | 0,70 | 0,85 | 0,81 |
| H ₂ O ⁻ | 0,30 | 0,35 | 0,23 | 0,18 | 0,20 | 0,22 | 0,26 | 0,26 | 0,27 | 0,19 | 0,14 | 0,15 | 0,10 | 0,27 | 0,43 |
| п.п.п. | 0,95 | 4,95 | 4,60 | 3,13 | 2,95 | 2,10 | 2,68 | 3,84 | 3,78 | 19,24 | 2,72 | 1,80 | 2,62 | 1,61 | 2,90 |
| Сумма | 100,16 | 99,78 | 99,94 | 99,82 | 99,89 | 99,83 | 99,91 | 99,07 | 99,88 | 99,89 | 99,80 | 99,87 | 99,89 | 99,87 | 99,91 |
| Наименование пород | Эндоскарны | | | | Экзоскарны | | | | Известняки | | | | | | |
| № - порода | 143 | 146 | 148 | 152 | 175 | 176 | 178 | 180 | 182 | 160 | 161 | 162 | 166 | 170 | 67101 |
| SiO ₂ | 56,95 | 43,20 | 37,00 | 34,88 | 38,67 | 40,74 | 44,00 | 30,55 | 25,10 | 43,17 | 20,77 | 38,33 | 21,80 | 24,51 | 21,61 |
| Al ₂ O ₃ | 5,25 | 42,78 | 3,00 | 6,09 | 6,65 | 6,96 | 7,13 | 6,10 | 5,78 | 5,39 | 4,70 | 5,15 | 4,10 | 3,31 | 5,93 |
| Fe ₂ O ₃ | 21,37 | 12,74 | 25,53 | 19,43 | 2,40 | 10,14 | 11,72 | 13,26 | 19,84 | 16,10 | 1,01 | 1,07 | 1,30 | 1,81 | 0,42 |
| FeO | 1,44 | 2,88 | 0,72 | 6,12 | 6,30 | 4,14 | 2,70 | 18,36 | 21,60 | 2,34 | 0,90 | 1,26 | 0,80 | 0,72 | 1,60 |
| TiO ₂ | 0,17 | 0,14 | 0,08 | 0,19 | 0,14 | 0,31 | 0,33 | 0,25 | 0,25 | 0,36 | 0,21 | 0,26 | 0,19 | 0,17 | 0,26 |
| MnO | 0,70 | 0,67 | 0,70 | 0,70 | 0,35 | 0,60 | 0,43 | 0,40 | 0,35 | 0,70 | 0,14 | 0,07 | 0,28 | 0,28 | 0,10 |
| CaO | 30,00 | 27,65 | 30,75 | 23,66 | 25,00 | 25,98 | 24,51 | 19,73 | 16,65 | 19,70 | 38,59 | 27,54 | 38,70 | 37,19 | 39,50 |
| MgO | 0,83 | 5,84 | 0,31 | 1,87 | 2,32 | 2,08 | 1,31 | 1,54 | 0,65 | 3,65 | 1,00 | 1,34 | 1,62 | 1,00 | 1,10 |
| P ₂ O ₅ | 0,08 | 0,06 | 0,09 | 0,28 | - | 0,07 | 0,07 | 0,05 | 0,05 | 0,27 | 0,08 | 0,09 | 0,10 | 0,08 | - |
| SO ₃ | - | - | 0,72 | 0,72 | - | - | - | 0,58 | 0,50 | 1,86 | - | - | - | - | - |
| K ₂ O | - | - | сл. | 0,30 | 4,00 | 2,20 | 1,10 | сл. | сл. | - | 1,30 | 0,90 | 0,90 | 0,60 | 1,30 |
| Na ₂ O | 0,60 | 0,50 | 1,10 | 1,10 | 0,60 | 0,50 | 0,30 | 0,20 | 0,20 | 0,40 | 3,30 | 1,50 | 2,00 | 1,20 | 1,30 |
| H ₂ O ⁺ | 0,35 | 0,41 | 0,29 | 0,95 | 0,64 | 0,67 | 1,16 | 1,25 | 1,25 | 1,38 | 0,39 | 0,71 | 0,32 | 0,36 | - |
| H ₂ O ⁻ | 0,31 | 0,24 | 0,20 | 0,26 | 0,26 | 0,13 | 0,34 | 0,17 | 0,15 | 1,07 | 0,16 | 0,10 | 0,44 | 0,21 | 0,15 |
| п.п.п. | 1,81 | 2,81 | 0,10 | 4,45 | 12,06 | 5,28 | 4,73 | 7,33 | 7,47 | 3,25 | 27,28 | 21,61 | 27,20 | 28,45 | 26,65 |
| Сумма | 99,68 | 99,82 | 99,07 | 99,95 | 99,69 | 99,80 | 99,83 | 99,82 | 99,84 | 99,94 | 99,80 | 99,83 | 99,85 | 99,89 | 100,12 |

Аналитик Л. Попова

ным как в скарновых породах, так и в известняках. Это явление можно объяснить ограниченной подвижностью (по сравнению с SiO_2 и CaO), а также высоким содержанием глинозема в Дзамских известняках. Особо следует остановиться на поведении Fe_2O_3 и FeO , которые совершенно по иному ведут себя в процессе скарнообразования на Дзамском месторождении. Как видно из диаграммы (рис. 1) как известняки, так и диоритовые порфириды характеризуются довольно низкими содержаниями FeO и Fe_2O_3 , тогда как экзоскарновые породы, заключенные между ними выявляют довольно высокие содержания этих окислов. Данное явление нельзя объяснить только биметасоматозом между двумя (известняками и диоритовыми порфиридами) породами, содержание железа в которых ниже, чем в образованных путем их смешения в скарновых породах. Поэтому, высокие содержания FeO и Fe_2O_3 в скарнах должно быть вызвано привнесом этих компонентов позднескарновыми гидротермальными растворами, что подтверждается геологическими наблюдениями. С этими растворами, по всей вероятности связано магнетитовое оруденение на Дзамском месторождении.

При образовании эндоскарновых пород на Дзамском месторождении наблюдается такая же картина, как и в экзоскарнах. По характеру изменения содержаний главных породообразующих компонентов (рис. 1) здесь также самые высокие содержания SiO_2 связаны с диоритовыми порфиридами, самые низкие с известняками, а эндоскарны занимают промежуточное положение. Содержание Al_2O_3 сохраняется примерно в равных количествах в эндоскарнах и в известняках, но гораздо более низких, чем в диоритовых порфиридах. В поведении CaO наблюдается обратная картина — самые высокие содержания встречаются в известняках, самые низкие в диоритовых порфиридах, а в эндоскарновых породах содержания CaO высокие, но ниже чем в известняках.

Все эти явления также характеризуют процесс образования эндоскарнов Дзамского месторождения, как диффузионный (биметасоматический). Однако здесь также как и в экзоскарнах поведение железа резко отличается от поведения других компонентов и не объяснимо с точки зрения биметасоматического образования скарнов. Содержание Fe_2O_3 в эндоскарновых породах гораздо выше, чем в диоритовых порфиридах и известняках, вследствие взаимодействия которых были образованы эти скарны. Следовательно, накопление такого количества Fe_2O_3 в эндоскарнах невозможно без привноса извне. В связи с этим Д.С. Коржинский (1948) развил идею биметасоматического происхождения скарнов, разработав инфильтрационно-диффузионную концепцию их образования. В соответствии с ней скарновые месторождения формируются на контакте силикатных и карбонатных пород при посредстве горячих растворов,

привносящих химические соединения, выносимые как из глубинных магматических очагов, так и заимствованные из пород на путях движения этих растворов. Таким образом, в процессе скарнообразования Дзамского месторождения поведение SiO_2 , Al_2O_3 и CaO легко можно представить, как заимствование этих элементов из известняков и диоритовых порфиритов, при выносе их горячими растворами, а накопление FeO и Fe_2O_3 в экзо- и эндоскарнах в виде магнетитовой руды нужно считать результатом привноса железа гидротермальными растворами из глубинных магматических очагов. Здесь уместно вспомнить, что "... преобладающая масса скарнов развивается биметасоматически, но среди оруденелых скарнов обычно наиболее ценными оказываются контактово-инфильтрационные скарны, связанные с наиболее мощным воздействием постмагматических растворов в трещинных зонах" (Д.С. Коржинский).

Следует отметить, что на Дзамском месторождении в известняках встречаются дайки разных размеров и разного состава на контакте которых проявляются такие же контактные изменения, как на контакте Квиранского интрузива, но меньшего масштаба. На диаграмме (рис. 1) показан характер привноса и выноса главных компонентов при образовании маломощной (0,25-0,5 м) скарновой зоны на контакте дайки эссеккит-порфирита (размером 1,5-2 м), прорывающей известняки. Здесь образуются эпидот-гранатовые скарны, в которых как в вышеописанных скарнах, наблюдается накопление Fe_2O_3 , хотя содержание FeO сохраняются примерно равными.

Доказательством того, что скарнообразование на Дзамском месторождении происходит не только в результате взаимодействия карбонатных и интрузивных пород, но и при посредстве постмагматических растворов служат приведенные диаграммы (рис. 2), изображающие характер химического взаимодействия известняков и диоритовых пород в тех случаях, когда скарнирование не наблюдается, но ясно видны другие процессы контактного воздействия. Здесь также как при скарнообразовании происходит обмен SiO_2 , Al_2O_3 и CaO между интрузивной и карбонатной пород, однако нет и следа скарнообразования, и, как следствие, отсутствует накопление железа в контактной зоне. Следовательно, чтобы вызвать скарнообразование, кроме простого взаимодействия карбонатных и интрузивных пород требуется дополнительный источник компонентов, способствующих как скарнообразованию, так и оруденению. Таким источником могут быть горячие гидротермальные растворы, привносящие компоненты из глубинных магматических очагов и вызывающие высокотемпературный метасоматический процесс образования скарновых месторождений.

В скарнах Дзамского месторождения широким распространением пользуется кальцит, который присутствует в различных

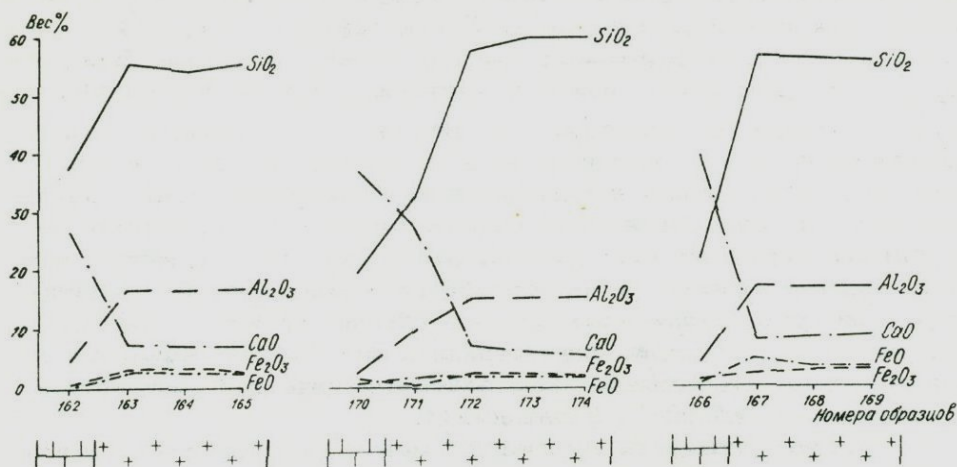


Рис. 2. Диаграммы, характеризующие поведение главных породообразующих компонентов в зоне контакта диоритовых порфиритов и известняков Дзамского месторождения; обр. 162, 170, 166 – известняки; 163, 164, 165, 171, 172, 173, 174, 167, 168, 169 – диоритовые порфириты.

количествах почти во всех скарновых зонах. Особенно богаты кальцитом экзоскарны Дзамского месторождения.

Определение химизма растворов газовой-жидких включений в кальцитах, проводилось методом тройных водных вытяжек (Хитаров, 1968), что позволило достичь наиболее полного растворения содержимого включений в первых двух вытяжках, а также учесть степень растворимости минерала-хозяина. Результаты анализов помещены в табл. 2; они позволяют составить общее представление о химизме минералообразующих растворов, принимавших участие в скарнообразовании.

Как видно из табл., все проанализированные водные вытяжки из кальцитов обнаруживают более высокие концентрации ионов бикарбоната (0,210–0,252 мг/экв) и кальция (0,186–0,218 мг/экв) по сравнению с другими присутствующими в растворе ионами (хлор, сульфат, магний, натрий и калий). Таким образом, характер растворов включений в кальцитах (по анионной части) – бикарбонатный; по катионному составу он является кальциевым. Несмотря на некоторую близость химического состава включений в кальцитах, наблюдается определенная эволюция химизма среды минералообразования, что вызвано изменением термодинамического режима гидротерм при образовании экзоскарновых зон, отдаленных от контакта с интрузивом. На диаграмме (рис. 3) на-

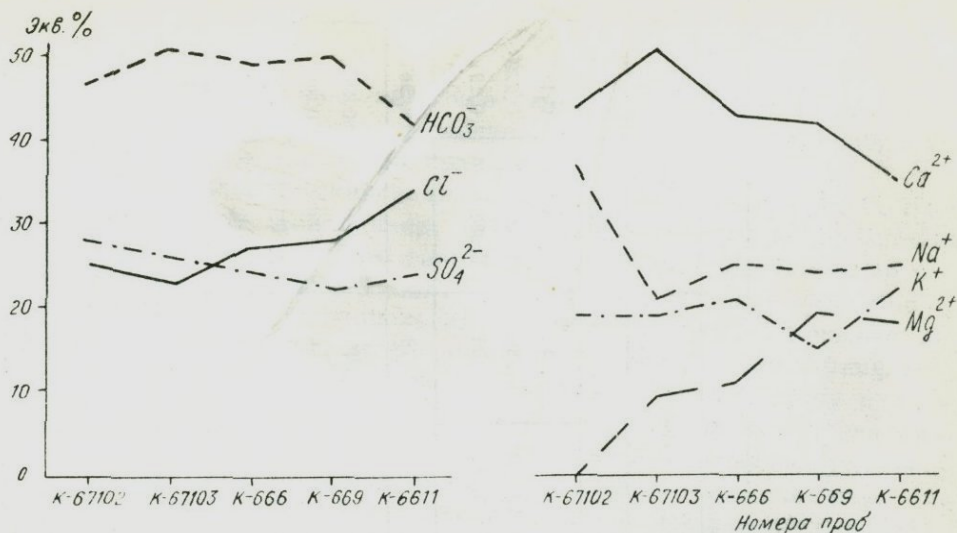


Рис. 3. Графики химического состава включений в кальцитах из скарновых пород Дзамского месторождения.

ми показаны изменения химического состава включений в кальцитах из скарновых пород, которые расположены на оси абсцис слева направо по направлению к Квиранскому интрузиву. Исходя из графика (рис. 3) можно утверждать, что по мере приближения скарновых зон к Квиранскому интрузиву, химический состав включений в кальцитах становится более равномерным в отношении концентрации как анионов, так и катионов. Некоторое уменьшение количества бикарбоната и увеличение хлор-иона изменяет характер растворов от бикарбонатного до бикарбонатно-хлоридного. Такая же картина наблюдается и в составе катионов, где с уменьшением количества кальция наблюдается увеличение концентрации такого петрогенного элемента как магний и отчасти натрия и калия, что вполне объяснимо близостью контактной зоны с Квиранским интрузивом.

Что касается среды минералообразования, то она по нашим данным везде щелочная, т.к. если рН бидистиллята всегда равен 6,6 то рН водной вытяжки колеблется от 7,4 до 7,9, что свидетельствует о щелочном характере растворов, законсервированных во включениях кальцитов, которые вызывают увеличение рН от 6,6 до 7,4 и 7,9.

Можно заключить, что минералообразующие растворы по мере продвижения от интрузивного очага к известнякам претерпевали эволюцию химического состава (от бикарбонатно-хлоридных и кальций-магниевых около контакта с интрузивом, принимали бикарбонатно-кальциевый характер вблизи известняков), сохраняя при этом примерно одинаковый уровень щелочности среды минералообразования.

Таблица 2

Химический состав включений кальцитов Дзамского месторождения
(в мг на 100 г образца)

| Порода | Пироксен-эпидотовый скарн К-67102 | | Эпидот-пироксен-гранатовый скарн | | | | | | | |
|-------------------------------|---|--------|----------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| | | | К-67103 | | К-666 | | К-669 | | К-6611 | |
| Ионы | мг | мг/экв | мг | мг/экв | мг | мг/экв | мг | мг/экв | мг | мг/экв |
| Cl ⁻ | 3,941 | 0,111 | 3,479 | 0,098 | 4,970 | 0,140 | 4,792 | 0,135 | 6,639 | 0,187 |
| HCO ₃ ⁻ | 10,710 | 0,210 | 10,863 | 0,213 | 12,852 | 0,252 | 12,138 | 0,238 | 11,679 | 0,229 |
| SO ₄ ²⁻ | 6,048 | 0,126 | 5,184 | 0,108 | 5,904 | 0,123 | 5,050 | 0,105 | 6,288 | 0,131 |
| Сумма анионов | | 0,447 | | 0,419 | | 0,515 | | 0,478 | | 0,547 |
| Ca ²⁺ | 4,140 | 0,207 | 4,140 | 0,207 | 4,360 | 0,218 | 3,940 | 0,197 | 3,720 | 0,186 |
| Mg ²⁺ | - | - | 0,437 | 0,036 | 0,717 | 0,059 | 1,081 | 0,089 | 1,179 | 0,097 |
| Na ⁺ | 4,002 | 0,174 | 1,955 | 0,085 | 2,921 | 0,127 | 2,576 | 0,112 | 3,105 | 0,135 |
| K ⁺ | 3,636 | 0,093 | 3,011 | 0,077 | 4,145 | 0,106 | 2,620 | 0,067 | 4,614 | 0,118 |
| Сумма катионов | | 0,474 | | 0,405 | | 0,510 | | 0,465 | | 0,536 |
| Ошибка анализа | -2,9 | | +1,7 | | +0,5 | | +1,4 | | +1,0 | |
| pH бидистиллята | 6,6 | | 6,6 | | 6,6 | | 6,6 | | 6,6 | |
| pH среды | 7,7 | | 7,6 | | 7,8 | | 7,9 | | 7,4 | |
| Аналитик | А. Габичвадзе | | | | | | | | | |

Для установления генезиса скарнов большое значение имеет выяснение характера изменения состава главных породообразующих минералов в частности гранатов.

Как показали минералогические исследования (Дж. Г. Надарейшвили, Р.А. Ахвледиани, 1974) на Дзамском месторождении встречаются гранаты трех типов: 1) гроссуляр-андрадитовые с содержанием в них 65-75 мол. % андрадита, которые наиболее характерны для экзоскарнов; 2) существенно андрадитовые (75-93 мол. % андрадита), встречающиеся только в эндоскарнах и 3) гроссуляровые (42 мол. % андрадита), встречающиеся в эпидозитах. Такое широкое изменение состава гранатов по классификации В.А. Жарикова (1968) характерно для биметасоматических скарнов. По утверждению этого исследователя, для всех биметасоматических скарновых железорудных месторождений соблюдается общее правило, согласно которому гранат эндоскарнов всегда более глиноземистый, чем гранат экзоскарнов. Данное правило для гранатов Дзамского месторождения не сохраняется, что по всей вероятности, вызвано высоким содержанием Al_2O_3 (около 5-6%) в Дзамских известняках, а также незначительной мощностью экзоскарнов, что, в свою очередь, должно было облегчить проникновение Al_2O_3 в экзоскарновые зоны.

ЛИТЕРАТУРА

- Жариков В.А. Скарновые месторождения, В кн. "Генезис эндогенных рудных месторождений". Изд-во "Недра", М., 1968.
- Коржинский Д.С. Петрология Турьинских скарновых месторождений меди. Тр. ИГиН АН СССР, вып. 68, 1948.
- Купарадзе М.Д. Геологическое строение, вещественный состав и условия формирования Дзамского скарново-железорудного месторождения. Изд-во "Мецниереба", Тбилиси, 1966.
- Купарадзе М.Д., Надарейшвили Дж.Г. О зональности скарнов Дзамского месторождения. Сообщ. АН ГССР, 71, № 3, 1973.
- Надарейшвили Дж.Г. Геохимия редкоземельных элементов в интрузивах Аджаро-Триалетии. Изд-во "Мецниереба", Тбилиси, 1973.

Надарейшвили Дж.Г., Ахвледиани Р.А. Гранаты скарнов
Дзамского месторождения. Сообщ. АН ГССР,
73, № 1, 1974.

Хитаров Д.Н. Некоторые методические вопросы определения
химического состава газовой-жидких включений
в минералах с помощью водных вытяжек. Мине-
ралогическая термометрия и барометрия, т. II.,
М., 1968.

Г.Л. Асатиани

ДАЙКИ ВТОРОГО ЭТАПА И ИХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ
(на примере эцерского интрузивного комплекса)

Среди дайковых образований, являющихся важной составной частью интрузивных комплексов, выделяется группа "даек второго этапа" (по терминологии В.С. Коптева-Дворникова, 1952), сопоставимых, в частности, с "плутоническими дайками, Х.М. Абдуллаева (1954), "послегранитными" - Э.П. Исоха (1958) и "самостоятельными малыми интрузивами" Ф.К. Шипулина (1965). Интерес исследователей к дайкам этого типа обусловлен, прежде всего, наблюдаемой во многих рудных районах их тесной пространственной ассоциированностью с разнообразным сульфидным оруденением, а также нерешенностью вопроса об их происхождении.

Проблеме дайковых образований посвящены работы О.С. Полковой (1950), В.С. Коптева-Дворникова (1952, 1955), М.Б. Бородаевской (1955), Х.М. Абдуллаева (1957), Ф.К. Шипулина (1965) и др. В этих работах освещаются вопросы систематики, геолого-петрологической и металлогенической специфики дайковых тел, условия и последовательность формирования дайковой серии интрузивных, в частности, гранитоидных комплексов. Многие авторы отмечают временную приуроченность даек второго этапа к поздним стадиям тектоно-магматических циклов подвижных зон и их генетическую независимость от конкретных гранитоидных тел, в которых они залегают или которые они сопровождают.

В предлагаемой статье рассматриваются поздние дайки второго этапа Наурского гранитоидного массива, входящего в состав раннеальпийского Эцерского интрузивного комплекса (Асатиани, 1971). Интрузивы комплекса приурочены к полосе глубинного разлома, разделяющего геотектонические зоны Главного хребта и Южного склона Большого Кавказа. Наурский интрузив, локализованный в одном из нарушений этого разлома, прорывает на севере (в верховьях р. Бзыби) древние метаморфиты зоны Главного хребта и вместе с ними надвинут по крутому взбросо-надвику на нижнеюрские глинисто-сланцевые отложения Южного склона. Морфологически интрузив представляет резко вытянутое в северо-западном направлении пластообразное межформационное тело с крутопадающими на северо-восток контактовыми поверхностями, обнаженное на площади около 100 км².

Наурские гранитоиды являются однофазными; они представлены биотитовыми и биотит-роговообманковыми адамеллитами. Гранодиоритовые разности, возникновение которых обусловлено процессами местного гибридизма, пользуются незначительным распространением и связаны с адамеллитами постепенными переходами. В послемагматический этап гранитоиды испытали неравномерную альбитизацию, приуроченную, главным образом, к южной эндоконтактной полосе и тектонически нарушенным зонам внутри массива. Образование последних явилось реакцией интрузива на многократные тектонические подвижки как во время, так и после его становления.

Дайковые образования Наурского массива подразделяются на две разновозрастные и генетически разнотипные группы. Группа даек первого этапа внедрения представлена сравнительно редкими и маломощными жильными телами мелкозернистых аплитовидных гранитов и гранит-аплитов, представляющих продукты кристаллизации остаточных расплавов. Эти последние, в свою очередь, являются результатом слабо выраженных явлений дифференциации гранитоидной магмы на месте формирования Наурского интрузива. Жильные тела первого этапа, так же как и гранитоиды главной интрузивной фазы, пересекаются многочисленными дайками порфировых пород кислого и основного состава, сформировавшихся во второй этап дайкообразования. В отличие от аплитовидных гранитов и аплитов дайки второго этапа контролируются трещинными структурами общекавказского направления и их размещение не зависит от внутренней тектоники интрузива. Особенности геологического строения и вещественного состава поздних даек, характер их пространственной ассоциации с гидротермальным сульфидным оруденением в районе Наурского массива содержат, по мнению автора, определенную информацию в отношении некоторых петро- и металлогенических аспектов проблемы дайковых образований в целом.

Условия формирования даек второго этапа Наурского гранитоидного массива

Как было отмечено выше, жильный комплекс второго этапа в Наурском массиве представлен в основном дайками гранитоидного и габброидного составов. Дайки эти залечивают преимущественно трещины северо-западного простирания с крутыми ($60-80^\circ$) углами падения на северо-восток и образуют тела, мощность которых колеблется в широких пределах — от десятков см до 8-10 м (рис. 1).

Среди пород гранитоидных даек по количественно-минеральному составу (табл. 1) выделяются гранит- и гранодиорит-порфиры, а также кварцевые плагиопорфиры (альбитофиры). Пос-



Рис. 1. Дайка диабаз в гранитоидах Наурского массива, р. Шхарт.

ледние по существу являются альбитизированной фацией гранит-порфировых пород. Выделение отмеченных разностей основано, на вариациях количественных соотношений вкрапленников плагиоклаза, кварца, биотита и, реже, калишпата и роговой обманки, а также на минеральном составе основной массы. табл. № 1.

Порфировые выделения плагиоклаза представлены двумя генерациями вкрапленников. Плагиоклаз 1, по составу отвечающий основному олигоклазу-андезину, образует сравнительно крупные призматические зерна, полисинтетически sdвойникованные и местами зональные. В гранит-порфировых дайках, подвергнутых альбитизации, зерна плагиоклаза 1 деанортитизированы, при этом их центральные зоны местами замещены агрегатом шахматного альбита, эпидота и хлорита. Плагиоклаз второй генерации представлен небольшими табличками свежего альбит-олигоклаза (№ 8-13). В гломеробластовых скоплениях вкрапленников он корродирует зерна плагиоклаза 1 и сам корродируется кварцем. Последний также состоит из зерен разной величины и габитуса. Преобладают вкрапленники кварца с неправильными, округло-бухтообразными очертаниями, хотя нередко встречаются и идиоморфные дипирамидальные формы. Местами кварц образует гранофировые сростки с зернами полевых шпатов.

Порфировые выделения калиевого полевого шпата в гранитоидных дайках встречаются редко. Они представлены ксеноморфными, слабо пертитизированными и пелитизированными зернами,

Таблица 1

Количественно-минеральный состав кислых пород дайкового комплекса второго этапа Наурского массива, в объемных %.

| № образца | Наименование породы, место взятия пробы | Вкрапленники | | | Основная масса | | Акцессории | | Вторичные Минералы (эпидот, хлорит) |
|-----------|---|-----------------------------------|---|---|---------------------------------|--|-------------------------------------|--|-------------------------------------|
| | | Процент от общего объема породы % | Минералы | Процент от общего количества вкрапленников (размер зерен вкрапленников, мм) | Процент от общего объема породы | Минеральный состав (размер зерен, мм) | Минералы | Содержание минерала от объема породы, % (размер зерен, мм) | |
| 359 | Гранит-порфир, уч. Тетри-Геле | 36,6 | кварц плагноклаз биотит | 1,1; (0,3-0,7) 93,9; (1,2-4,0) 5,0; (0,25-0,7) | 63,4 | кварц. плагноклаз, калишпат (?) биотит (0,1-0,2) | рудный апатит циркон сфен | ед. з.; (0,08-0,16) " ; (0,03-0,08) " ; (0,12-0,17) " ; (- | - |
| 372а | Гранит-порфир, уч. Тетри-Геле | 6,7 | кварц плагноклаз биотит | 46,3 (0,3-1,4) 45,0; (0,5-1,4) 8,7; (0,4-0,8) | 90,0 | кварц, плагноклаз, калишпат биотит, актинолит (0,2-0,4) | рудный апатит сфен | ед. з; " данных нет " | 3,3; (0,08-0,25) |
| 375а | Гранит-порфир, уч. Тетри-Геле | 11,6 | кварц плагноклаз калишпат | 38,0; (0,3-1,3) 54,3; (0,4-1,9) 7,7; (0,6-0,8) | 85,8 | кварц, плагноклаз, калишпат биотит (0,02-0,04) | - | - | 2,6; (до 1,7) |
| 447 | Гранодиорит-порфир, р. Шхаларт | 36,6 | кварц плагноклаз амфибол биотит | 11,0; (0,6-1,1) 76,4; (0,6-3,2) 4,8; (0,4-2,5) 8,0; (0,15-0,8) | 62,3 | кварц, плагноклаз, калишпат (?), актинолит биотит (0,01-0,03) | рудный апатит циркон сфен | 0,2; (0,15-0,6) 0,3; (0,04-0,14) 0,05; (0,1-0,25) 0,25; (0,2-0,3) | 0,5; данных нет |
| 484 | Плагнопорфир кварцевый, уч. Тетри-Геле | 21,4 | кварц плагноклаз | 7,0; (0,4-0,7) 93,0; (0,7-2,0) | 77,8 | кварц, альбит (~ 0,1) | рудный апатит сфен | ед.з; (0,12-0,16) " ; (0,02-0,03) " ; (0,05-0,07) | 0,8; (0,07-0,16) |
| 614 | Плагнопорфир кварцевый, р. Шхабзия | 9,7 | кварц плагноклаз | 25,9; (0,2-0,5) 73,1; (0,5-1,7) | 85,8 | кварц, альбит эпидот, хлорит (0,05-0,16) | рудный апатит | ед. з.; " ; данных нет | 4,5; (0,25-1,3) |
| 670 | Плагногранит-порфир, уч. Шхабзия | 27,1 | кварц плагноклаз | 22,8; (0,3-1,7) 77,1; (1,1-1,5) | 66,6 | кварц, альбит калишпат (0,1-0,3) | рудный апатит сфен циркон | 0,8; (0,05,0,5) 0,1; (0,1-0,17) 0,1; (0,1-0,2) ед. з.; (0,1-0,12) | 5,3; (0,2-1,1) |
| 780а | Гранит-порфир, верх р. Памагвара | 13,2 | кварц плагноклаз калишпат биотит | 38,6; (0,1-0,7) 37,1; (0,2-0,7) 13,7; (0,4-0,5) 10,6; (0,2-0,8) | 86,4 | кварц, альбит калишпат, хлорит, эпидот (~ 0,01) | рудный апатит циркон ортит | 0,3; 0,1; данных нет 0,1; ед. з. | |

местами с микроучастковыми прорастаниями агрегатов зерен основной массы. Для калишпата характерны высокотемпературные значения $2V = -56-60^\circ$, указывающие на относительно быструю кристаллизацию расплава.

Среди темноцветных минералов - вкрапленников наиболее распространенным является биотит, образующий как спорадические, красновато-коричневые, резко плеохроирующие пластинки, так и порфиривидные скопления светлокоричневых микрочешуек. Амфибол встречается гораздо реже и характерен для гранодиорит-порфиривых разностей дайковых пород. Он представлен крупными, удлиненно-призматическими и частично актинолитизированными зернами синевато-зеленой роговой обманки с $cNg = 12-14^\circ$ и $2V_{\text{Np}} = 74^\circ$, вокруг которых нередко радиально располагаются мелкие игольчатые актинолиты ассимиляционного генезиса.

Порфириновые породы кислых даек отличаются довольно широкими колебаниями количественных соотношений вкрапленников к резорбирующей их основной массы (рис. 2), для которой характерно большое разнообразие микроструктур. Среди последних наиболее развиты фельзитовая, микроаплитовая, микропйкелитовая и сферолитовая структуры. Нередко в основной массе наблюдаются участки полосчатого и флюидального сложения (т. н. структуры течения), наиболее часто отмечающиеся в тонкозернистых и лишенных вкрапленников зонах закалки гранит-порфиривых даек.



Рис. 2. Гранит-порфир. Два поколения вкрапленников кварца и плагиоклаза, частично резорбированных основной массой; шл. 665, 35 х; ник. +

Незначительная химическая активность, вообще характерная для магмы малых интрузий (Шипулин, 1965), подтверждается, в частности, развитием в гранит-порфировых породах сферолитовых структур, свидетельствующих о переохлажденности жильных расплавов при их кристаллизации (Изох, 1958). Исходя из этого, появление среди кислых даек второго этапа амфиболсодержащих гранодиорит-порфировых разностей, сформировавшихся в алюмосиликатной, "гранитной" среде, говорит о глубинном характере ассимиляционных явлений в кислой магме на путях ее подъема в верхний структурный этаж. При этом, учитывая небольшое распространение гранодиорит-порфиров, масштабы этих явлений следует признать незначительными.

Наблюдается большое сходство минерального и химического составов гранит-порфировых даек второго этапа и адамеллитов Наурского массива, в которых эти дайки залегают. Как наурские адамеллиты, так и дайковые гранит-порфиры отличаются резким преобладанием плагиоклаза над калиевым полевым шпатом в лейкократовой части пород, одинаковым видовым составом типовых аксессуарных минералов - апатита, циркона, сфена и ортита, сходным характером постмагматического изменения пород, повышенной натровостью (n) на фоне несколько пониженной общей щелочности (a), пересыщенностью глиноземом (в собственно гранит-порфирах) и высокими значениями кремнеземистости (табл. 2 - ан. 359, 386, 447).

Таким образом, особенности вещественного состава и строения гранитоидных даек второго этапа (минеральное и химическое сходство с вмещающими адамеллитами, наличие нескольких генераций вкрапленников, колебания количественно-минерального состава и размеров зерен основной массы, структурное разнообразие) свидетельствуют о сходном генезисе магм, давших наурские гранитоиды и более поздние дайковые гранит-порфиры, а также о неравновесных Р-Т-условиях внедрения и кристаллизации жильных пород. Последнее, по видимому, обусловлено, характерными для зон глубинных разломов градиентами тектонических напряжений.

Дайки основного состава второго этапа в пределах Наурского массива представлены диабазами и диабаз-порфиритами. Порфировыми вкрапленниками последних в подавляющем большинстве случаев служат призматические и таблитчатые зерна основного плагиоклаза, местами интенсивно соскюритизированные и серицитизированные. Размеры их колеблются от 0,5 до 2,6 мм. Порфировые выделения пироксена редки и представлены частично карбонатизированным, светлобуроватым титанавгитом ($CNg = +38-50^{\circ}$, $2 VNg = 54^{\circ}$). Основная масса обладает офитовой структурой; состоит из лейст плагиоклаза, промежутки между которыми заполнены светлозеленым, часто волокнистым вторичным амфиболом (уралитом, актинолитом), развивающимся по светлобуро-

Таблица 2

| № пр, по- Ком- рода, ме понен- сто ты взят | 359. гранит-пор- фир, уч. Те- три-Геле | 386. Гранит-по- рфир, уч. Тетри-Ге- ле | 447. гранодио- рит-порфир р. Шхапа- рт | 442. спессар- тит, р. Шхапарт | 450. диабазовый порфирит, р. Шхапарт |
|---|---|--|--|--|---|
| SiO ₂ | 70,70 | 71,03 | 69,70 | 50,10 | 48,30 |
| TiO ₂ | 0,32 | 0,24 | 0,34 | 2,74 | 1,40 |
| Al ₂ O ₃ | 14,40 | 15,60 | 14,90 | 16,40 | 18,00 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,96 | 0,25 | 0,90 | 1,20 | 1,29 |
| FeO | 2,40 | 2,10 | 2,60 | 9,90 | 6,80 |
| MnO | 0,08 | 0,02 | 0,05 | 0,15 | 0,17 |
| MgO | 1,49 | 0,81 | 0,90 | 4,49 | 7,25 |
| CaO | 2,50 | 2,70 | 4,40 | 9,00 | 11,40 |
| Na ₂ O | 4,50 | 4,70 | 4,10 | 2,80 | 2,50 |
| K ₂ O | 1,50 | 2,00 | 1,00 | 1,90 | 0,50 |
| P ₂ O ₅ | 0,14 | 0,10 | 0,11 | 0,67 | 0,18 |
| H ₂ O | 0,13 | 0,30 | 0,16 | 0,18 | - |
| п.п.п. | 0,52 | 0,50 | 0,45 | 0,93 | 1,76 |
| сумма | 99,64 | 100,35 | 99,61 | 100,46 | 99,55 |
| a | 11,9 | 13,0 | 10,5 | 9,1 | 6,4 |
| c | 3,0 | 3,2 | 5,7 | 6,7 | 9,4 |
| b | 6,5 | 4,3 | 5,5 | 23,3 | 25,9 |
| S | 78,6 | 79,4 | 78,3 | 60,9 | 58,3 |
| a' | 14,5 | 22,0 | - | - | - |
| c' | - | - | 12,3 | 19,7 | 19,5 |
| m' | 38,1 | 30,0 | 27,2 | 33,8 | 49,3 |
| f' | 47,4 | 48,0 | 60,5 | 46,5 | 31,2 |
| n | 82,0 | 78,4 | 85,7 | 69,2 | 88,9 |
| y | 12,4 | 4,5 | 14,8 | 4,2 | 14,0 |
| t | 0,3 | 0,25 | 0,3 | 3,9 | 2,2 |
| Q | +30,4 | +29,7 | +29,9 | -3,1 | -5,6 |
| a/c | 4,0 | 4,0 | 1,8 | 1,4 | 0,7 |

Аналитик Л. Арешидзе (КИМС)

вату пироксену. Многочисленные реликты последнего сохранились лишь в центральных частях крупных даек. Вторичный амфибол повсеместно сопровождается выделениями эпидота, хлорита, лейкоксена, титаномагнетита, реже — пренита и карбоната. В редких случаях актинолиты замещаются мелкочешуйчатым биотитом, в результате чего образуется вторичный минеральный парагенезис "спессартитового" состава: плагиоклаз-амфибол-биотит (табл. 2 — ан. 442).

Спессартиты магматического происхождения в составе дайкового комплекса Наурского массива не встречены.

Образование даек лампрофиров и спессаритов объясняется проникновением в неполностью закристаллизованные гранитоиды небольших порций основной магмы и взаимодействию последней с постмагматическими растворами гранитоидов (Соболев, 1952) либо с локально сохранившимися участками гранитного расплава (Шипулин, 1965). В результате основная магма, обогащаясь гранитными компонентами (щелочи, кремнезем), приобретает черты гибридного расплава и кристаллизуется в виде дайковых тел промежуточного состава. Отсутствие типичных лампрофировых и спессартитовых разностей среди наурских даек второго этапа может служить, поэтому, одним из свидетельств внедрения и локализации жильных расплавов основного состава в окончательно консолидированные и застывшие адамеллиты. Данное обстоятельство, в свою очередь, указывает на значительный промежуток времени с момента интрузии гранитоидов Наурского массива до формирования поздних диабазовых тел. Дайки пород основного состава II этапа, так же как и кислые дайки, размещены в трещинных структурах северо-западного простирания. Очевидно поэтому, в Наурском массиве редко наблюдаются пересечения гранит-порфиров дайками диабазов; в плане такие пересечения рисуются под острым углом. Гораздо чаще встречаются т. н. сложные дайки двукратного внедрения, состоящие из последовательно сформировавшихся в одной и той же трещине гранит-порфиров и диабазов. Более позднее внедрение основного расплава в таких случаях устанавливается по наличию в диабазах эндоконтактной зоны закалки. Вкрапленники плагиоклазов гранит-порфировой породы в контакте с диабазом имеют оплавленные формы, а в основной массе отмечаются локальные участки повторного плавления.

Таким образом, формирование комплекса даек II этапа Наурского массива происходило путем последовательной смены во времени кислых жильных расплавов основными. Такой порядок образования дайковых пород разного состава носит закономерный характер и признан наиболее обычным для жильных серий второго этапа, сопровождающих гранитоидные комплексы (Полквой, 1950; Коптев-Дворников, 1952, 1955; Изох, 1958; Серых, Габов, 1971).

Вдоль трещин, вмещающих дайки диабазов и диабаз-порфиров происходили неоднократные тектонические подвижки, что устанавливается следующими фактами:

1. В экзоконтактах даек основного состава повсеместно наблюдается интенсивный катаклаз вмещающих адамеллитов с наложенными явлениями гидротермального метаморфизма пород.

2. Дайки диабазов и диабаз-порфиров по простиранию иногда сменяются полосами трещиноватости и окварцевания гранитоидов, трассируя, таким образом, зоны тектонической нарушенности.

3. В отдельных случаях дайки изверженных пород основного состава рассланцованы или раздроблены, причем обломки диабазов нередко сцементированы кварцевой массой с редкой вкрап-

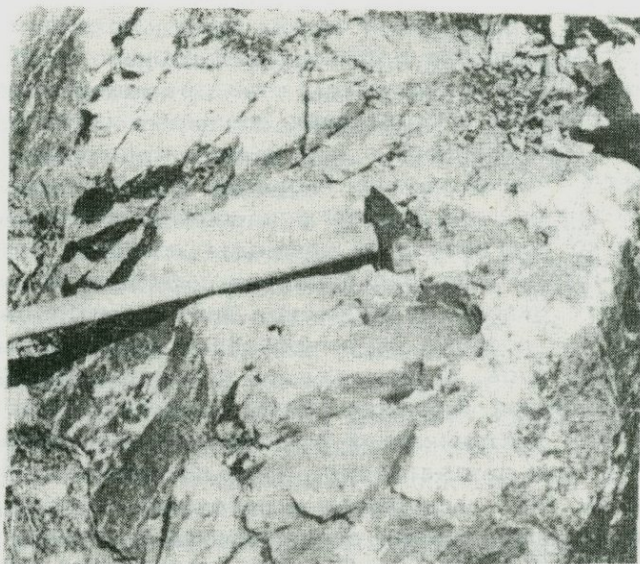


Рис. 3. Обломки диабаз-порфирита цементируются жильным кварцем.

ленностью сульфидов (рис. 3).

Реконструкция вертикального разреза Эцерского интрузивного комплекса (Асатиани, 1971) позволяет рассматривать расположенный северо-западнее Кардывачский массив в качестве аналога эродированной кровли гранитоидов Наурского интрузива. Дайки второго этапа в Кардывачском массиве представлены лишь диабазами и диабаз-порфиритами, которые секут не только габброидный каркас массива, но и более поздние тела аплитовидных гранитов.

Отмеченные факты свидетельствуют о различном характере структур, локализирующих поздние дайки основного и кислого состава Наурского массива. Нарушения, вмещающие дайки диабазов и диабаз-порфиритов отличаются длительностью развития и глубиной; они пересекают интрузивы мезозойского возраста, а также древний кристаллический фундамент Главного хребта, достигая своими корнями подкоровых областей ювенильного магматизма.

Некоторые вопросы генезиса и металлогении даек второго эта- па Эцерского комплекса

Характерной особенностью дайковых образований, в том числе и даек второго этапа, является их пространственная приуроченность к зонам глубинных разломов. В этих же зонах обычно бывают локализованы разновозрастные интрузивные массивы, сформировавшиеся в различные стадии тектоно-магматических циклов. При этом развитие дайковых тел второго этапа отмечается преимущественно в орогенном этапе развития геосинклинальных зон, в условиях консолидации последних после завершения складчатости и сопряженного с ней гранитоидного магматизма.

Глубинный Осевой разлом Главного Кавказского хребта, к зоне которого приурочены среднеюрские интрузивы Эцерского комплекса, чутко реагировал на основные моменты ранне-альпийского тектоно-магматического развития соседней геосинклинальной зоны Южного склона. В байосское время в разрывных нарушениях глубинного разлома сформировались многочисленные дайковые тела габброидов, принадлежащие к геосинклинальной габбро-диорит-диабазовой формации (по Ю.А. Кузнецову). В бате, во время главной тектонической фазы киммерийского цикла тектоно-магматическая деятельность в зоне Осевого разлома резко активизировалась, что выразилось в интенсивных блоковых движениях и сопряженном с ними внедрении соскладчатых гранитоидов. Типичным представителем батского орогенного гранитоидного магматизма зоны глубинного разлома является Наурский интрузив, представляющий по существу недифференцированное гранитоидное тело. Поэтому, минеральный и химический состав слагающих его адаметлитов в определенной степени отражает вещественный состав и химизм исходной гранитоидной магмы. С другой стороны, близкое сходство минерального и химического состава адаметлитов и дайковых гранит-порфиров позволяет связать образование последних либо с тем же глубинным источником кислой магмы, либо с ее новыми локальными очагами, возникшими в зоне магмообразования Наурской интрузии.

Таким образом, кислые дайки второго этапа парагенетически связаны с вмещающими их гранитоидами, т.е. имеют об-

ший глубинный магматический очаг. Эта общность, а также унаследованность тектонических путей подъема кислых расплавов, обусловили пространственную локализацию даек гранит-порфиров в гранитоидах Наурского массива. Активизация глубинного очага отделена значительным промежутком времени от главной фазы гранитного магмообразования, о чем свидетельствует, в частности, появление эндоконтактных зон закалки в дайках гранит-порфиров второго этапа.

Последующее формирование диабазовых и диабаз-порфировых даек соответствует, очевидно, перемещению центра магматической активности из гранитного слоя земной коры в подкоровые области магматического питания. Порции основной магмы выжимаются в верхние горизонты коры вдоль наиболее глубинных, долгоживущих нарушений Осевого разлома Главного хребта. Если дайки гранит-порфиров второго этапа, имеющих коровое происхождение, следует отнести к составу гранитоидов Эцерского комплекса, то дайки основных пород обнаруживают с этим комплексом лишь пространственную, геолого-структурную связь и являются независимыми образованиями. Такой вывод согласуется с существующими представлениями о генетической независимости гранитного и базальтового расплавов, образующихся соответственно на разных глубинных уровнях: в осадочно-метаморфическом слое земной коры и в верхах мантии (Шейнманн, 1968; Добрецов, 1971; Сеницын 1972).

Формирование дайкового комплекса в Наурском массиве завершается образованием кварцевых и кварц-карбонатных жил с пиритом, сфалеритом, реже-галенитом и халькопиритом. Кварц-полиметаллические жилы пересекают как адамеллиты, так и поздние дайки пород основного состава. Они отмечены также и в Санчарском интрузиве, где ассоциируются с дайками диабазов и порфиров (Думбадзе, 1969). Далее к северу-западу, в пределах Кардывачского массива полиметаллическое оруденение (верховья р. Безымянка, оз. Кардывач) наложено на жильные аплитовидные граниты батского возраста.

По неопубликованным данным В.И. Буадзе и Т.Н. Габашвили, рудная минерализация рудопроявлений Шхабзия и Башкацара, входящих в состав медно-пирротинового пояса Горной Абхазии и расположенных в южной экзоконтактной полосе Наурского массива, представлена продуктами трех разновозрастных стадий. На пиритовое и медно-пирротинное оруденение первых двух стадий наложена поздняя кварц-пирит-полиметаллическая минерализация.

Суммируя вышеприведенные данные, представляется возможным признать существование парагенетической связи между кварц-полиметаллической рудной минерализацией и батскими (пост-батскими?) дайками основных пород второго этапа Эцерского комплекса. При этом, учитывая, что медно-пирротинное оруденение Южного склона парагенетически связывается с байосскими

габброидными дайками, можно также прийти к выводу о том, что с однотипными по составу, но принадлежащими к разным этапам развития геосинклинальных зон, дайками связана разнотипная сульфидная минерализация.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Х.М. Дайки и оруденение. Госгеолтехиздат. М., 1957.
- Асатиани Г.Л. Среднеюрский интрузивный комплекс Главного Кавказского хребта. Тр. КИМС, вып. 1X (11), Тбилиси, 1971.
- Бородаевская М.Б. Геология, петрогенезис и отношение к гидротермальному оруденению малых интрузий поздних этапов развития тектоно-магматического цикла. В кн. "Магматизм и связь с ним полезных ископаемых". Изд. АН СССР, М., 1955.
- Добрецов Г.Л. К вопросу о происхождении габбро-гранитных серий. Геология и геофизика, № 5, 1971.
- Думбадзе Г.Н. Петрология Санчарского интрузива и вмещающих его толщ. Автореф. канд. дисс. Геол. ин-тут АН Груз. ССР, Тбилиси, 1969.
- Изох Э.П. "Послегранитовые дайки", их происхождение и отношение к постмагматическому оруденению. Сов. геология, № 10, 1958.
- Коптев-Дворников В.С. К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитоидов (на примере Центрального Казахстана) Изв. АН СССР, сер. геол. № 4, 1952.
- Коптев-Дворников В.С. Проблема магматической петрографии в связи с формированием гидротермальных месторождений. В кн. "Магматизм и связь с ним полезных ископаемых". Изд. АН СССР, М., 1955.
- Полковой О.С. Образование жильных пород кислых интрузий (Центральный Казахстан). Тр. ИГП, вып. 107 (3) 1950.

- Серых В.И., Габов Ю.А. Дайки второго этапа Зерендинского массива (Северный Казахстан) Изв. АН Казах. ССР, сер. геол. № 2, 1971 г.
- Синицын В.М. Спаль. Изд. "Недра", Л., 1972.
- Соболев В.С. Важная особенность фемических минералов лампрофиров в связи с вопросом происхождения. Минер. сб. Львовск. геол. о-ва, № 6, 1952.
- Шейнманн Ю.М. Очерки глубинной геологии. Изд. "Недра", М., 1968.
- Шипулин Ф.К. Отщепленные и самостоятельные малые интрузии и их металлогеническое значение. В кн. "Критерии связи оруденения с магматизмом применительно к изучению рудных районов". Изд. "Недра", М., 1965.

Д.Г. Челидзе, Н.И. Хамхадзе

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ И ГЕНЕЗИС КРЕМНИСТЫХ ПОРОД ЗАКАВКАЗЬЯ

В мезозойских отложениях Закавказья силициты пользуются широким распространением. Среди них, в первую очередь, нужно отметить месторождения диатомитов, спонголитов и опок, а также слоистых кремней, фтанитов и др.

Диатомиты приурочены к мегаантиклинорию Малого Кавказа. В пределах Аджаро-Триалетской зоны известно Кисатибское месторождение, верхнемиоцен-нижнеплиоценового возраста, характеризующееся большим разнообразием и фациальной изменчивостью пород. Продуктивный горизонт (диатомиты, туфодиатомиты и пласты лигнита) расположен между долерито-базальтовым покровом и пелитовыми туфами и туфобрекчиями андезитового состава.

Многочисленные месторождения и проявления диатомитов Севано-Акеринской зоны (Парпииское, Нурнусское, Джрадзорское, Сисианское и др.) характеризуются примерно одинаковым строением, ассоциируются с андезито-базальтовыми лавами, туфами, перлитами, пемзовыми песками и туфодиатомитами плиоцен-четвертичного возраста.

Спонголиты и опоки преимущественно приурочены к олигоценовым марганцевым месторождениям и проявлениям Грузинской глыбы (Чиатурское, Чхари-Аджаметское, Квирильской депрессии, Шкмерское, полосы Цхенис-икали-Бзыбь).

Силициты развиты в марганцеворудных и надрудных образованиях. В вертикальном разрезе опоки предшествуют спонголитам. Опоки часто перемежаются с рудой, но в разрезе рудного горизонта занимают верхнюю часть и ассоциируют в основном с карбонатами марганца.

Кремнистые породы надрудного горизонта представлены в основном спонголитами; они переслаиваются с опоковыми породами. В ассоциации с силицитами встречается большое количество высококремнистого цеолита - клиноптилолита.

Опоки - встречаются также в сеноманских отложениях Грузинской глыбы. В Кутаисской подзоне они залегают среди глауконитовых туфогенных песчаников, а в окрестностях с. Гумбри к ним приурочены прослойки бентонитовых глин, т. н. "гумбрина".

На южной периферии Дзирульского массива и в северной части Аджаро-Триалетии среди авгит-лабрадоровых порфиритов сеномана залегают опоки и опоковые мергели, сменяющиеся ти-

токластическими туфами плагиоклазовых порфиритов.

Опоки выделяют и в верхней части ананурской свиты сеноманского возраста, прослеживающейся во флишевой полосе по всему Южному склону Большого Кавказа. Свита слагается снизу вверх: авгит-лабрадоровыми порфиритами, их туфами, кремнистыми и кремнисто-карбонатными породами. В верхней части кремнистой толщи выделяют (Бродская, 1966) фтаниты и опоковые породы, но, по-видимому, их следует считать не опоками, а фтанитоподобными радиоляритами по классификации И.В. Хворовой (1968).

Новакулитами считаем слоистые светлые кремни из эоценовых толщ среднего течения р. Ингури. Выходы этих пород стали известны сравнительно недавно и поэтому характер его распространения еще не установлен. По предварительному изучению эти породы удовлетворяют требования, предъявляемые к новакулитам.

Слоистые кремневые породы прослеживаются в альб-сеномане Малого Кавказа от Триалетского хребта до Нагорного Карабаха и юго-восточнее в чередовании с авгит-роговообманково-лабрадоровыми лавами и их туфами. Они широко распространены также в верхнеюрских отложениях Северной Армении среди андезитовых порфиритов, туфов, доломитов и известняков.

В настоящее время не существует какой-либо общепринятой теории объясняющей происхождение осадочных кремневых пород. Одни считают, что все слоистые кремневые породы произошли от кремневых организмов, другие же допускают хемогенную природу некоторых из них.

Специальная литература содержит множество противоречивых данных о химическом осаждении свободного кремнезема, о его положении в растворах и о тех факторах, которые влияют на его осаждение. Несмотря на это, химическая обстановка и его интерпретация довольно ясны.

При попытке решения генезиса неорганических слоистых кремней, а в частности опок, надо исключить биогенную гипотезу, а также исключить из источников SiO_2 гипотезу непосредственного осаждения SiO_2 из воды за счет кремнезема приносимого из областей выветривания суши.

При биогенном происхождении всей опоковой массы трудно допустить, что некоторые скелеты губок сохранились хорошо, а вся остальная часть растворилась. При переходе опала в халцедон спикулы сохраняют очертание. Хорошей сохранности спикулы отмечаются и в опаловых опоках и в сравнительно раскристаллизованных опоках. Наличие опок и спонголитов, опок и диатомитов в одном разрезе говорит в пользу химического генезиса опок. Иначе невозможно допустить, чтобы выборочно некоторые слои совершенно потеряли органогенную структуру, а некоторые прекрасно сохранили-бы ее. Наличие в опоках опаловых глобуляр-

ных тел, сцементированных опалом, указывает на стадийность выделения SiO_2 , характерное для коллоидов. В опоках отмечается также прекрасно сохранившаяся седиментационная структура (Васильев, 1956). То обстоятельство, что в олигоценовых отложениях спонголиты появляются после опок, говорит о том, что повышенное количество SiO_2 стимулирует бурное развитие кремневой фауны.

Утверждая химическую природу опала опок вышеупомянутых месторождений Закавказья возникает вопрос о причинах интенсивного и внезапного повышения концентрации SiO_2 , без которого допустить химическую садку невозможно. Мы считаем, что для сеноманских опок поступление SiO_2 обусловлено синседиментационным вулканизмом меловых геосинклиналей Аджаро-Триалетии и Южного склона Большого Кавказа.

Это предположение подтверждается для кутаисских опок, как несомненно вулканогенным происхождением бентонитовых глин с. Гумбри, так и нахождением в опоках обломков эффузивов и вулканического стекла. Высвобожденный при бентонитизации кремнезем сыграл некоторую роль в процессе окремнения, но так как в одном случае опоки расположены не только под гумбрином, но и над ними, а в других бентониты вообще отсутствуют, то происхождение опок нельзя объяснить только этим процессом.

Сеноманские опоки южной периферии Дзирульского массива, северной части Аджаро-Триалетской складчатой системы и ананурской свиты Южного склона Большого Кавказа ассоциируются с вулканическими породами — они перемежаются с эффузивами, лавами, туфами. В этих случаях наряду с фумарольно-сульфатарным кремнеземом большую роль вероятно играл SiO_2 высвобожденный при воздействии воды с раскаленной лавой.

Что же касается олигоценовых опок, несмотря на отсутствие явной связи с вулканизмом, есть множество косвенных доказательств в пользу вулканического источника SiO_2 . Так как в данном случае кремнистые породы находятся в тесной ассоциации с марганцевыми рудами, то их первоисточник должен быть один и тот-же.

Детальные литологические исследования Чиатурского и смежных с ним районов, проводимые за последние годы КИМС'ом с участием авторов, пролили свет на ряд вопросов, а именно на палеогеографическую обстановку олигоценового времени, на источник сноса терригенного материала, а также марганца и силиция. Состав материнских пород (терригенные, в основном, аркозовые, вулканогенные и карбонатные отложения мела и юры), а также процессы выветривания не могли обеспечить олигоценовый бассейн Mn и Si (Челидзе, 1967; Хамхадзе, 1971) Г.С. Дзоценидзе (1965) единственным источником для поступления Mn и Si в морской олигоценовый бассейн считает поствулканические процессы. Нашими представлениями гидротермальные растворы просачи-

валятся в морской бассейн через наиболее легкопроходимые места, которыми служили тектонические нарушения. Для Чиатурского месторождения одним из таких подводящих каналов нами представляется Главный взброс – тектоническое нарушение в юго-западной части месторождения. Распространение марганцевых и кремнистых слоев на площади в отношении взброса, распределение в них и во вмещающих породах малых элементов – V, Cr, Ni, Co, а также фосфора и бария указывает на привнос Mn и Si с юго-западной стороны; косвенным доказательством этого положения служат гидротермальные метасоматические образования в до-олигоценых отложениях, выражающееся в гидрослюдизации и опализации, доломитизации и кальцитизации, и в замещении гидрокислами марганца и железа.

Вопрос источника SiO_2 и влияние питающего субстрата носят аналогичный характер и для Чхари-Аджаметского месторождения и примыкающей к нему Квирильской депрессии. Изучение материала буровых скважин Квирильской депрессии показало наличие глауконитовых песчаников с содержанием явно первичного пирокластического материала; также и клиноптиллолита в опоковых породах, которые, по-видимому, образованы за счет пеплового материала. Вышеуказанный материал указывает на возможность участия в образовании силицитов вулканического пепла. Изучение отдельных элементов в образованиях верхнего эоцена и олигоцена выявило, что их содержание во многих случаях намного преобладает над кларковым. Закономерности распределения кларков элементов в гумидных отложениях не выдержаны.

Все вместе взятое позволяет для олигоценых силицитов допустить ювенильный источник кремнезема.

Наличие бентонитизированного пеплового прослоя в вмещающих толщах Ингурских новакулитов опять-таки говорит в пользу вулканического источника SiO_2 .

Происхождение юрских слоистых кремней Северной Армении Р.А. Мандалян (1964) связывает с синседиментационным вулканизмом. Высвобождению SiO_2 при воздействии раскаленной лавы с водой автор особого значения не придает, так как силициты в основном приурочены к карбонатным отложениям с пачками туфов и туффитов, которые находятся на некотором отдалении от областей интенсивного вулканизма.

Приуроченность диатомитовой формации Малого Кавказа к вулканогенным образованиям, а также литолого-геохимическая изученность пород показывает тесную связь процессов литогенеза и вулканизма. Одни исследователи придерживаются мнения о решающей роли вулканогенно-эксгалационного кремнезема, другие же решающим считают кремнезем, высвобожденный при глинизации пепла. Мы считаем, что обогащение бассейна кремнеземом происходит синхронно осадконакоплению, поэтому превалирующее значение нужно придать пост-вулканическим процессам.

Анализируя обширный материал по Закавказью можно заключить, что седиментация кремнезема контролируется тектоно-магматическим фактором и сопровождается вулканизмом основного типа.

Кремнистые породы прослеживаются в геосинклинальных системах и концентрируются в узких трогах. В геосинклиналях хемогенная садка SiO_2 преобладает над органогенной. Силициты ананурской свиты приурочены к флишевым отложениям геосинклинали Южного склона Большого Кавказа, но распространены в тех узких трогах, где сеноманское время сопровождается активным вулканизмом – в западном флишевом бассейне и в Кахетино-Вандамской зоне восточного флишевого бассейна.

На Малом Кавказе отмечается та же закономерность, что и на Большом. Интенсивный вулканизм в юре (Сев. Армения) и мелу (альб-сеноман по всему Малому Кавказу) сопровождается кремненакоплением. Однако слишком большое развитие вулканизма затушевывает кремнистую седиментацию. На последних стадиях геосинклинали, в континентальных озерных условиях создаются благоприятные условия для кремненакопления, что выражается осаждением мощных слоев диатомитов.

На Закавказском срединном массиве широко развиты кремнистые формации отдаленно-вулканогенного типа. Сеноманские и олигоценые силициты Грузинской глыбы являясь признаками вулканизма не носят, но источник силиция вулканогенный. Иной раз это происходит за счет просачивания гидротерм через легкопроходимые места – тектонические нарушения на дне водоемов, а в другой – за счет соседних геосинклиналей. На срединных массивах наряду с хемогенной широко развивается и биогенная садка кремнезема.

ЛИТЕРАТУРА

- Бродская Н.Г. – О трех генетических типах кремнистых пород в геосинклинальных формациях. В кн. "Геохимия кремнезема", Изд-во "Наука", М., 1966.
- Васильев В.С. – О минералогической природе аутигенного кремнезема. В кн. "Вопросы минералогии осадочных образований". кн. 3-4, Львов, 1956.
- Дзоценидзе Г.С. – Влияние вулканизма на образование осадков. Изд-во "Недра", М., 1965.

- Мандалян Р.А. - О силицитах из верхнеюрских отложений северо-восточной части Арм. ССР . Изв. Арм. ССР, литол. XVI, № 3-4, 1964.
- Хамхадзе Н.И. - Литология олигоценовых марганцесодержащих отложений сев. части Грузинской глыбы. Автореф. Изд. Мецниереба, Тбилиси, 1971.
- Хворова И.В. - Кремненакопление в геосинклинальных областях прошлого. В кн. "Осадконакопление и полезные ископаемые вул. обл. прошлого". том. 1. Тр. геол. ин-та АН СССР, вып. 195, 1968.
- Челидзе Д.Г. - Силициты Зап. Грузии. Автореферат. Изд. Мецниереба, Тбилиси, 1967.

Г.А. Магалашвили

ПЕРСПЕКТИВЫ ВЫЯВЛЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ФАРФОРОВОГО КАМНЯ В ГРУЗИНСКОЙ ССР

В странах Дальнего Востока, в Японии, Китае и Корее, в производстве бытового и высоковольтного фарфора широко используются так называемые фарфоровые камни, представляющие собой гидротермально измененные вулканические породы кислого или, реже, среднего состава. Обычно это более или менее плотные мелкозернистые образования светло- или темно-серого цвета, с сохранившейся иногда реликтовой порфирированной структурой. В большинстве случаев эти породы настолько изменены, что определить состав исходных пород трудно. Судя по петрографическому составу и реликтовым структурам, а также по особенностям развития в них вторичных процессов, — это гидротермально измененные липариты, полевошпатовые, кварцевые или дацитовые порфиры, реже андезиты и туфы.

Минеральный состав пород, используемых в промышленности в качестве фарфорового камня, весьма непостоянен и определяется типом исходных вулканических образований и степенью их гидротермального изменения. Фарфоровые камни разрабатываемых за рубежом месторождений имеют, в основном, кварцево-серицитовый, кварцево-каолинитово-серицитовый или кварцево-серицитово-полевошпатовый состав.

От обычного керамического сырья фарфоровые камни отличаются тем, что содержат почти все основные компоненты фарфоровой массы (кремнезем, глинозем, щелочи) в пропорциях, близких к составу стандартных керамических масс.

Весьма важной особенностью сырья является низкое содержание окислов железа, титана, марганца и хрома, обычно в сумме не превышающее 1%. Особенности состава и структуры этого сырья дают возможность на его основе получать фарфор более высокого качества, чем из обычных керамических материалов.

Примером отечественного месторождения фарфорового камня служит Гусевское, расположенное в Приморском крае (Финько, Магидович, 1962).

Учитывая приуроченность месторождений фарфорового камня к гидротермально измененным вулканогенным образованиям кисло-среднего состава, исследованиям на установление перспектив и возможностей выявления подобных месторождений были подвергнуты структурно-формационные зоны Грузинской ССР с

преимущественным развитием вторичных кварцитов и гидротермальных аргиллитов. В ходе этих исследований был выдвинут, как один из перспективных, Болнисский рудный район, в котором аналогичные породы находятся, главным образом, в пространственной и генетической связи с формациями колчеданного и полиметаллического оруденения. Кроме того, вторичные кварциты развиты также в Аджаро-Триалетской складчатой зоне, в частности, в Аджарском рудном районе, однако, результаты геолого-технологического изучения показывают ограниченные возможности использования их в фарфоровом производстве.

Болнисский рудный район расположен на северо-западном окончании пологоскладчатой Сомхитско-Карабахской зоны и сложен преимущественно верхнемеловыми вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями, в основном, кислого состава.

Вулканогенная толща вмещает серно-медноколчеданные, барит-полиметаллические, полиметаллические, гематитовые и марганцевые руды, сопровождающиеся определенным типом околорудных изменений, и эта постоянная приуроченность отдельных типов гидротермалитов к определенным рудным комплексам является одной из общих закономерностей гидротермальных метасоматитов района (В. Гогшвили, 1964). Серно- и медноколчеданные руды - основной рудный комплекс Болнисского рудного района - сопровождаются кварц-серицит-хлоритовыми и кварц-хлоритовыми образованиями; в пределах барит-свинцово-цинковых руд развиты вторичные кварциты, свинцово-цинковых - гидротермальные аргиллиты (сульфатарно аргиллизированные породы, по Коржинскому), гематитовых - альбит-эпидот-хлоритовые метасоматиты, марганцевых - кремнистые породы.

Из околорудно измененных образований основное внимание, с точки зрения возможного выявления в них месторождений фарфорового камня, привлекают гидротермальные аргиллиты и в особенности кварцево-полевошпатовые метасоматиты (с серицитом и каолинитом).

Гидротермальные (сульфатарные) аргиллиты - наиболее распространенные метасоматиты в верхнемеловых вулканогенах. Макроскопически это белые, розовато-серые с различными оттенками, мягкие на ощупь и легко разрыхляющиеся породы, которые даже визуально отличаются от других метасоматитов района.

Среди гидротермальных аргиллитов района В.Г. Гогшвили выделяет два типа - околожильный, образующий вытянутые зоны с жилами свинцово-цинковых руд в центральных частях, и площадной, не проявляющий четкой связи с разрывными нарушениями. Последний нередко приурочен к определенной пачке вулканитов или к отдельным слоям туфов.

Околожильные аргиллиты широко развиты на свинцово-цин-

ковых рудопроявлениях Дарбази, Самгрети, Питарети, Квемо Гулавери и др.

Обычно эти зоны, в основном, субширотного простирания, прослеживаются в виде довольно широкой полосы гидротермально измененных пород мощностью порядка первых сотен метров, как это наблюдается на участках Питарети, Дарбази. Меньшие мощности порядка первых десятков метров, отмечаются на участках Квемо Гулавери и др.

Протяженность зон различна, от сотен метров до 2-3 и более километров, как это характерно для участка Дарбази.

Околожилльные метасоматиты, как правило, характеризуются симметричным зональным строением: в центральных частях и непосредственно по бокам системы свинцово-цинковых рудных жил залегает гидрослюдистая с кварцем зона, которая последовательно окаймляется кварц-полевошпатово-каолинитовыми (гидрослюдистыми) метасоматитами и, далее, пропилитами, являющимися уже внешней зоной или чехлом.

На отдельных участках (Дарбази и др.) выходы аргиллизированных пород контролируются тектоникой и в таком случае это типичные гидротермальные аргиллиты с широким развитием глинистых минералов.

В случае отсутствия тектонического контроля гидрослюдистая фация выпадает и в основном наблюдаются кварцево-адуляровые или кварцево-альбитовые метасоматиты с каолинитом, либо без него. Во внешних частях зон с появлением хлорита породы переходят в пропилиты.

Аргиллизированные породы площадного распространения встречаются в окрестностях сопки Эль-даг, Евшандаг, на участке Бектакари, Квемо-Болнисском, Тамарисском рудопроявлениях, а также небольшие участки этих пород отмечаются в окрестностях г. Болниси - Таштикуляр, Капанахчи и др.

В центральной части конусообразной сопки Эль-даг обнажаются, в основном, кварцево-гидрослюдистые породы с каолинитом. Глинистое изменение развивается преимущественно по альбитофировому некку. На периферии эти метасоматиты постепенно сменяются кварцево-адулярово-каолинитовыми породами. В окрестностях горы Евшандаг доминируют кварцево-адуляровые породы с каолинитом или без него.

В гидротермальных аргиллитах площадного развития, в отличие от околожилльных аналогов, нередко присутствие кальцита и хлорита, как это отмечено Т.Ш. Гогишвили на Квемо-Болнисском рудопоявлении, а из полевых шпатов альбит резко преобладает над адуляром. Кроме того, в них отмечается спорадическая вкрапленность и мельчайшие прожилки галенита, сфалерита и пирита.

Следует отметить, что участки аргиллизированных пород Болнисской группы, в частности участок Дарбази, на протяжении

более чем 20 лет были объектом внимания геологов и технологов, занимавшихся изучением сырья для керамического производства. Невольно ставится вопрос, в чем заключается новый подход к вопросу изучения подобных образований с точки зрения возможностей использования их в фарфоровом производстве.

Если анализировать ранее проводившиеся исследования, становится ясным, что все внимание ориентировалось на сугубо гидрослюдистой части зон. Да это и понятно, если учесть весьма привлекательный ее вид – светлая, порой белоснежная окраска, глинистый на ощупь, состав и др. заманчивые, на первый взгляд, качества.

Результаты исследований неизменно приводили к одним и тем же малоутешительным выводам: устанавливалась пригодность сырья для получения лишь каменного товара, полуфарфора, а также в строительной керамике.

Остановим наши рассуждения временно по болнисской группе и обратимся к Гусевскому месторождению.

Гусевское месторождение фарфорового камня открыто в 1959 году, однако, это не значит, что месторождение не фигурировало в литературе. Отнюдь нет, оно было известно как месторождение низкокачественных каолинов, вследствие повышенного содержания гидрослюдистых минералов в составе серицит-кварц-каолиновой массы.

Анализ обобщенной схемы зонального строения подобных гидротермалитов показывает, что ранее внимание исследователей заострялось на внутренней зоне (кварцево-гидрослюдистой), выделяющейся глинистым на ощупь составом, исключительной белизной и т.д. В начальный период исследований мы тоже шли по неверному пути, механически следуя по проторенному пути исследований, и лишь затем, на основе анализа и сопоставления отдельных фрагментов зонального строения, нам удалось остановить свой выбор на участках, расположенных между сугубо гидрослюдистой зоной и пропилитами (кварцево-полевошпатово-серицитовая с каолинитом фация). И нам кажется, такой подход должен явиться основным критерием поисков месторождений фарфорового камня на подобных объектах.

Одним из наиболее интересных объектов болнисской группы является участок Бектакари, расположенный на правом берегу р. Храми, в непосредственной близости одноименного селения и в морфологическом отношении представляющий собой склон водораздела, обращенный в сторону р. Храми.

В геологическом строении участка принимают участие туфы и туфобрекчии верхнего мела, прорываемые в ряде мест жилами и дайками альбитофиров и порфиритов. Вследствие интенсивных гидротермальных процессов породы участка в сильнейшей степени изменены – оглинены и превращены в гидротермальные аргиллиты.

Туфы представлены в основном мелко- и среднеобломочными разностями. Структура их псаммитовая, псефитовая, в зависимости от размеров обломков. Под микроскопом порода состоит из обломков вулканического стекла, в меньшем количестве содержатся обломки минералов. Обломки вулканического стекла, достигающие размеров 2-3,0 мм слабо раскристаллизованы, хлоритизированы и окварцованы. В некоторых обломках сохранилась пузыристая текстура. В обломках стекла наблюдаются порфиновые вкрапленники кварца и альбитизированного и карбонатизированного плагиоклаза. Отмечается характерное параллельно-волокнистое строение. Вулканическое стекло местами ожелезнено. Кристаллические обломки представлены в основном кварцем, реже плагиоклазом. У зерен кварца наблюдаются оплавленные края, а в кристаллах плагиоклаза - карбонатизация. По характеру строения туфы относятся преимущественно к кристалловитрокластическим разностям.

В залегании туфов отмечается местами слоистость с падением слоев на юго-восток под углом до 40-45°.

Порфириты слагают небольшие секущие дайкообразные тела с крутым залеганием.

Макроскопически это зеленовато-серые породы с порфировой структурой. Под микроскопом основная масса состоит из мельчайших аллотриоморфных зерен, среди которых попадаются микролиты плагиоклаза. Иногда основная масса карбонатизирована и хлоритизирована. Порфиновые вкрапленники представлены фенокристаллами плагиоклаза, в значительной степени измененного, серицитизированного и карбонатизированного. Иногда встречаются псевдоморфозы хлорит-карбоната, вероятно, по темноцветному минералу. В свежих зернах плагиоклазов удается измерить угол симметричного погасания (около 25°), соответствующий андезину № 45. В основной массе более или менее равномерно рассеяны микроскопические зерна рудного минерала.

Участками, в основном, в приконтактовых частях, наблюдается окварцевание порфиритов.

Кварцевые альбитофиры слагают дайко- и штокообразные тела с довольно крутым падением. Структура породы порфировая. В составе их четко выделяется основная масса, состоящая из мелкозернистого кварц-полевошлатового материала, и порфиновые вкрапленники, представленные кварцем и альбитом. Альбит образует полисинтетические двойники, иногда серицитизирован. Кварц обладает большим идиоморфизмом. В основной массе отмечается рудный минерал, а также небольшое количество вулканического стекла.

В зоне гидротермальной переработки кварцевые альбитофиры настолько изменены, что о первичной природе и структуре приходится судить лишь по реликтам. Среди почти нацело оглиненной массы встречаются мельчайшие изометрические зерна

кварца, а также отдельные индивиды в виде фенокристаллов. Отмечаются почти нацело измененные реликты идиоморфных фенокристаллов альбита. Встречаются иногда обильные сгустки гидроксидов железа. Кварц местами образует обособленные прожилковатые скопления.

Следует отметить, что в зоне гидротермально измененных пород встречаются небольших размеров участки в сильнейшей степени окварцованных образований, фактически представляющие собой монокварциты.

Ниже приводятся результаты химанализа пород участка Бектакари (аналитик - Шанидзе).

На первый взгляд зона напоминает площадной тип гидротермалитов, однако, в юго-восточном направлении она имеет свое продолжение, фиксируемое и скважиной 481, пробуренной в

Таблица 1

| № пробы | Наименование породы | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | TiO ₂ | MnO | CaO | MgO | SO ₃ | Na ₂ O | K ₂ O | H ₂ O | п.л.п. | Σ |
|---------|-----------------------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------------------|------|------|------|-----------------|-------------------|------------------|------------------|--------|--------|
| 1212 | Кварц-полевошпат. гидросл. порода | 63,6 | 20,5 | 3,52 | 0,45 | - | 0,20 | 1,0 | 6,0 | 0,2 | 4,2 | 0,37 | 4,49 | 98,52 |
| 1211 | Аргиллиз. кварц альбитофир | 77,6 | 11,8 | 1,72 | 0,08 | 0,01 | 0,20 | 0,89 | - | 0,40 | 5,6 | 0,91 | 1,17 | 100,13 |

0,3 км юго-восточнее участка и пересекающей почти с устья зону аргиллизированных пород белого и серовато-белого цвета.

Внутри зоны встречаются линзообразные (в плане) и прихотливой формы тела кварцево-гидрослюдистого состава, что объясняется, по-видимому, наличием в этих местах участков повышенной трещиноватости, способствовавшей более интенсивной гидротермально-метасоматической переработке пород. Мощность таких тел 1-2 и более метров.

Во фракции менее 0,001 мм, отмеченной по методу М.Ф. Викуловой, рентгенометрически (определения Л. Гуджабидзе и Н. Вяхирева) установлены гидрослюда (гидромусковит), хлорит, кроме того электронномикроскопически (Н. Мусаев), отчасти и термически (Ц. Поцхишвили) устанавливается наличие каолинита.

Минералы, слагающие зону гидротермально измененных пород, характеризуются следующими признаками.

Кварц - типичный эффузивный в виде вкрапленников с ровным погасанием, наряду с кварцем основной массы, где он присутствует в виде мельчайших зерен, часто в агрегатном состоянии с полевым шпатом.

Полевой шпат встречается как в виде вкрапленников (часто устанавливаемым по реликтовым структурам), так и в основной массе; представлен продуктом деанортитизации - альбитом,

либо (реже) продуктом калишпатизации – водяно-прозрачным адуляром.

Гидрослюда развивается, главным образом, по вкрапленникам полевых шпатов.

Серицит находится в прямой пропорциональной зависимости от полевого шпата: с возрастанием количества последнего растет и количество серицита, но уменьшается количество гидрослюды.

Встречаются, кроме того, хлорит (часто бледно-зеленый, без плеохроизма), карбонат-апатит в виде иголок и призматически удлиненных кристаллов, гипс белый прозрачный, иногда розоватый; кристаллы гипса достигают 2–3 и даже 5 см; барит, доломит, кальцит, рутил (единичные крохотные зерна) и гидроокислы железа (очевидно за счет разложения пирита, встречающегося на глубине (данные скважины 481)).

В плане гидротермально измененные породы участка Бектакари представляют овально вытянутую зону, однако скважина 481 Поладаурской ГРП, пробуренная в 300 м к юго-востоку от участка и пересекая аналогичные образования, дает нам основание предположить о продолжении зоны в юго-восточном направлении.

Сырье участка отличается от типичных фарфоровых камней, в частности, от гусевского камня, повышенным содержанием гидроокислов железа, преимущественной принадлежностью глинистой составляющей гидрослюдам и наличием минералов-примесей – барита, гипса, карбонатов. Все это отрицательно влияет на качество сырья и вызывает необходимость обогащения. К тому же повышенное, преимущественно, содержание суммы окислов щелочных металлов ставит подобные образования в ряд сырьевых керамических материалов ближе к кварцполевошпатовому компоненту.

Лабораторное технологическое испытание (З. Рудина) обогащенных методом кислотного выщелачивания (Н. Шукакидзе) проб показало принципиальную возможность получения фарфора с использованием пегматита Шрошинского месторождения и аскангеля.

ЛИТЕРАТУРА

- Гогошвили В.Г. К минералогии околорудно измененных пород Маднеульского месторождения (Южная Грузия). Тр. КИМС, вып. У (7), 1964.
- Гогошвили В.Г., Гогошвили Т.Ш. Гидротермальная аргиллизация в верхнемеловой вулканогенной свите Южно-Грузинской рудной области. Тр. КИМС,

- Гогошвили В.Г. Особенности гидротермального минералообразования на примере северо-западной части Сомхитско-Карабахской зоны (М. Кавказ) и формирование М-ий малых глубин. Докт. диссерт. Библ. КИМС, 1969.
- Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов. В сб. "Основные проблемы в учении о магматогенных рудных м-ниях". Изд. АН СССР, Москва, 1955.
- Наковник Н.И. Вторичные кварциты СССР. Изд. "Недра", 1968.
- Финько В.И., Магидович В.И. Фарфоровые камни Гусевского месторождения Приморского края. "Геол. руд. м-ний". № 3, 1962.

Р.Л. Шубладзе, З.М. Гордезиани

ГЕНЕЗИС И ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВЫСОКОКРЕМНИСТЫХ ЦЕОЛИТОВ

Широкое использование высококремнистых цеолитов в различных отраслях народного хозяйства, обусловленное рядом специфических их свойств (высокая каталитическая активность, адсорбционная способность, кислотостойкость и др.) требует выявления новых месторождений этого сырья. Представления о процессах образования высококремнистых цеолитов изложены в ряде работ зарубежных (Hayashi, Sudo, 1957; Deffeyes, 1959; Mason and Sand 1960; Mumpton, 1963; Hay, 1963) и отечественных (Запорожцева, Вишневская, 1963; Бутузова, 1964; Логвиненко, Осипова, 1969; Гвахария, Схиртладзе, Батиашвили и др., 1972 и др.) исследователей. Большинство из них считает, что образование цеолитов происходило за счет изменения кислого вулканического стекла в процессе диагенеза. Б. Мазон и Л. Сенд (Mason and Sand, 1960), изучившие проявление клиноптилолита в парагенезисе с бентонитовыми глинами, связанными с эоцен-олигоценовыми вулканитами Аргентинской Патагонии, считают их продуктами диагенетического изменения вулканических стекол. Образование клиноптилолита связывается с воздействием на вулканическое стекло богатых щелочами грунтовых вод.

К.С. Деффеис (Deffeyes, 1959), В.С. Вейс, В.Дж. Ноклеберг и М. Кокинос (Wise, Nokleberd, Kokinos, 1961), А.С. Запорожцева, Т.И. Вишневская (1963), обобщив материалы по цеолитам в вулканогенно-осадочных породах, пришли к выводу, что большинство цеолитовых проявлений не несет следов вторичных преобразований, кроме диагенетических превращений, протекающих при низких температурах. Р. Хей (Hay, 1966), рассматривая представления Д.С. Кумбса и др. (Coombs, et al., 1959) о цеолитовых минеральных ассоциациях, заключил, что они не метаморфические образования, а связаны с процессом диагенетического изменения кислых вулканических стекол, или осадочных пород, богатых вулканическим материалом.

Наряду с этими взглядами, получившими широкое распространение и используемыми за рубежом в практике геолого-разведочных работ, существует мнение Г.Ю. Бутузовой (Бутузова, 1964), сомневающейся, что исходным для цеолитов служил вулканический материал. По ее мнению главным фактором цеолитообразования является не состав исходного материала, а геологи-

ческие условия и физико-химические параметры среды. Мы не можем считать правильным такое игнорирование состава исходного материала.

Необходимо иметь в виду, что почти все зарубежные (США, Япония, Восточная Африка, Венгрия, Болгария) и отечественные (Туркмения, Грузия, Азербайджан и др.) месторождения цеолитов ассоциируются с вулканогенно-осадочными образованиями, содержащими витрокластические и пепловые вулканиты кислого или среднего состава. Поэтому Д.С. Кумбс (Coombs, 1961) и обратил внимание на приуроченность цеолитов к эвгеосинклинали.

В этом аспекте представляет интерес результаты работ КИМСа 1970-1972 гг. по выявлению месторождений высококремнистых цеолитов на территории Закавказья. В настоящей статье изложены выводы из этих работ, которыми были выявлены новые месторождения морденита, клиноптилолита и филлипсита. Все они относятся к туфогенно-осадочному генетическому типу и залегают среди слабо дислоцированных вулканогенно-осадочных отложений верхнего мела, палеогена и верхнемиоцен-нижнего плиоцена. Расположены в пределах Артвино-Болнисской глыбы (район Тетри-Цкаро сс. Самшвильдо-Дагет-Хачин, Патара Тонети), либо между Артвино-Болнисской глыбой и Аджаро-Триалетской зоной (сс. Дзевги, Алгети, Чхопиани-Чачубети) или же в пределах Аджаро-Триалетской складчатой системы (сс. Тмогви, Адквита, Шурдо и др.) (рис. 1).

Наиболее древними отложениями, с которыми связаны месторождения высококремнистых цеолитов, являются меловые вулканогенно-осадочные образования. К ним на территории Грузии приурочены месторождения полосы Самшвильдо-Дагет-Хачин, окрестностей селений Алгети, Чхопиани-Чачубети и др. Первый район расположен в 50-60 км к юго-западу от г. Тбилиси, второй в 30 км также к юго-западу от Тбилиси, а Чхопиани-Чачубетский в 70-80 км к северо-западу от Тбилиси. Вмещающими породами Тетрицкаройского месторождения (сс. Самшвильдо-Дагет-Хачин) морденита, являются карбонатно-вулканогенные образования туфон-сантона, мощностью 1 км. Среди обломочных вулканических пород, широко развиты витрокластические разности светлозеленоватого цвета с переменным количеством кристаллических компонентов (эффузивный кварц, альбит, андезин). Обилие кислого витрического материала в этих туфах обусловило их интенсивное замещение морденитом, в тесной парагенетической ассоциации с которым находятся монтмориллонит и мелкозернистый кварц. Эти туфы, образуют прослой, мощность которых колеблется от 0,3 до 2,5-3 м при суммарной мощности пачки 10-12 м.

В наиболее обогащенных морденитом образцах отобранных вблизи сел. Самшвильдо, сплошные массы морденита при одном никеле обнаруживают реликты характерных для вулканических стекол текстур. Чаще встречаются мелколенточно-параллельная

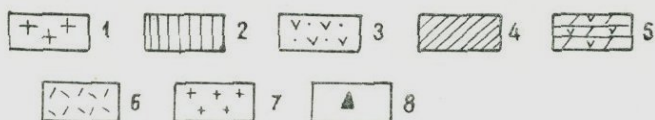
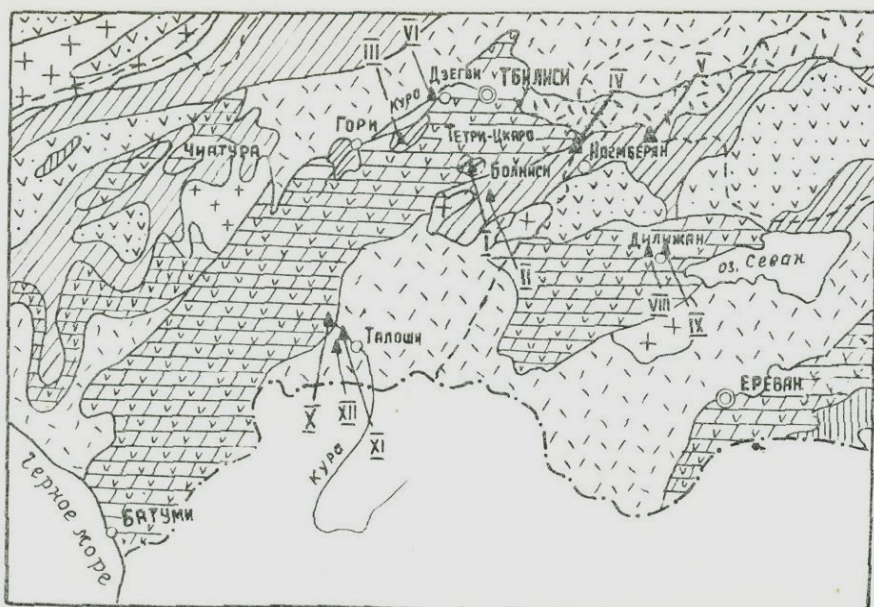


Рис. 1. Схематическая геологическая карта районов развития месторождений и проявлений высококремнистых цеолитов Закавказья.

1. Докембрий и палеозой- кристаллический комплекс, магматические породы (гранитоиды, габброиды, кварцпорфиры и др.) различных фаз. 2. Палеозой-кварциты, метаморфизованные сланцы, песчаники, филлиты, линзы мраморов. 3. Юра-сланцы аспидные и глинистые (иногда гипсоносные), песчаники, порфириты, их пирокластолиты, известняки, мергели. 4. Мел-известняки, мергели, песчаники и вулканогенно-осадочные образования от кислого до среднего состава. 5. Палеоген-известняки, мергели, глины, (палеоцен-нижний эоцен) вулканогенно-осадочные породы от кислого до основного состава, местами карбонатно-терригенные (средний и верхний эоцен), глины, песчаники, местами силициты (олигоцен-нижний миоцен). 6. Верхний миоцен-антропоген-наземная вулканогенно-осадочная толща от кислого до основного состава, местами с пластами диатомита, конгломераты, песчаники, глины. 7. Мезо-кайнозой интрузивные породы. 8. Месторождения и проявления высококремнистых цеолитов: I - Самшвилдо-Дагет-Хачинское (морденит). II - Болнисское рудного района (морденит). III - Чхопиани-Чачубетское (клиноптилолит). IV - Ноемберянское (морденит), V - Айдагское (клиноптилолит). VI - Дзегвское (клиноптилолит). VII - Земо-Хведуретское (клиноптилолит). VIII - Дилижанское (морденит). IX - Куйбышевское (морденит). X - Шурдойское (клиноптилолит). XI - Тмогвское (морденит). XII - Ацквитское (филлипсит).

и плейчато-параллельная, реже флюидальная текстуры (рис. 2). Насыщенность морденитом витрокластов полосы Самшвильдо-Дагет-Хачин в верхней части разреза составляет 70-80%, уменьшаясь до 20-30% в нижней части. Такие содержания морденита выдерживаются на расстоянии 2,5-3 км по простиранию, т.е. в пределах эрозийного среза.

В районе сел. Чхопиани-Чачубети цеолитизированными являются синхронные отложения карбонатно-вулканогенной фации,



Рис. 2. Замещенный морденитом кристалло-витрокластический туф.
Увелич. " 45, ник. II

представленные чередованием плитчатых мергелей, известняков, пепловых и более крупнообломочных туфов, а также покровов авгит-лабрадоровых порфиритов и кварц-порфиров. Основным цеолитовым минералом здесь является клиноптилолит. Мощная до 60 м пачка этих туфов, согласно залегающая на агатоносных губообломочных вулканических брекчиях нижнего мела, прослеживается

по левому берегу р. Тездами между селениями Чхопиани и Чачубети. Клиноптилолитовые витрокласты в ней представляют спекшиеся туфы пеплового потока. В сплошной их массе, почти полностью замещенной клиноптилолитом (до 80–85% при небольшом количестве монтмориллонита), заключены корродированные, отчасти цеолитизированные кристаллы андезина, кварца и мелкие чешуйки свежего биотита. Чхопиани–Чачубетские клиноптилолитовые породы по микроструктуре, составу а, главным образом по интенсивности цеолитизации, обнаруживают большое сходство с синхронными целитизированными туфами Айдагского месторождения Азерб. ССР и кампан–маастрихтскими витрокластами сел. Алгети (Груз. ССР).

Цеолитизированные витрокласты окрестностей селений Самшвиладель–Дагет–Хачин, Алгети и Чхопиани–Чачубети были изучены с использованием рентгеноструктурного, термогравиметрического, оптического и химического анализов. Морденит полосы Самшвиладель–Дагет–Хачин представлен калий–кальций–натриевой разновидностью; по его дериватограммам фиксируется один четко выраженный эндотермический эффект с максимумом 180°C .

Данные рентгеноструктурного анализа показали, что исследованные образцы как по интенсивностям, так и по межплоскостным расстояниям полностью отвечают рентгенограммам эталонов. Результаты нагрева морденитсодержащих витрокластов полосы Самшвиладель–Дагет–Хачин до 600°C и повторного рентгеноструктурного исследования показали только незначительное нарушение структуры морденита, основные межплоскостные расстояния – 6,6; 4,53; 3,99; 3,48; и особенно $3,22\text{\AA}$ незначительно отличаются по интенсивности пиков от таковых исходного образца.

Показатели преломления морденита и клиноптилолита, определенные иммерсионным методом, отвечают литературным данным (Дир, Хауи, Зусман, 1966). Для морденита были получены: $\text{Ng}' = 1,488 \pm 0,001$; $\text{Nm}' = 1,476 \pm 0,001$; $\text{Np}' = 1,478 \pm 0,001$; а для клиноптилолита: $\text{Ng}' = 1,480 \pm 0,001$; $\text{Nm}' = 1,478 \pm 0,001$; $\text{Np}' = 1,477 \pm 0,001$;

Кривые ДТА клиноптилолитов селений Алгети и Чхопиани–Чачубети, кроме широкого эндотермического пика около 200°C , не показывают никакой термической реакции до 1000°C .

Среди палеогеновых отложений месторождения и проявления цеолитов обнаруживаются в среднеэоценовых вулканогенно-осадочных образованиях. В Грузии к ним относятся Дзегвское месторождение клиноптилолита (Гвахария, Схиртладзе и др., 1972) на северном склоне Тriaлетского хребта. В восточной части Тriaлетского хребта интенсивно замещенные клиноптилолитом стекловатые туфы выступают в крыльях Мцхетской антиклинали по ущ. рек Цихедида, Накуртхеви и Хекордзула. Туфовый горизонт мощностью в несколько десятков метров залегает в верхней части среднего эоцена и представлен чередованием средне и толстосло-

истых андезито-дацитовых туфов с тонкими прослоями аргиллитов и мергелей.

Проведенное нами изучение цеолитизированных туфов окрестностей сел. Дзегви (по ущ. р. Хекордзула) показало, что клиноптилолитсодержащие породы, представленные светлокремоватыми, плитчатыми, плотными туфами, образуют пачку мощностью 50 м. Это витрокластические туфы с заметной примесью кристаллической и литокластической составляющих. В их строении принимают участие клиноптилолит, образованный, за счет кислого витрического материала, олигоклаз-андезин, эффузивный кварц, монтмориллонит, реже моноклинный пироксен, кальцит, биотит и обломки цеолитизированного эффузива. Участки породы, где обломки кристаллов и литокластов составляют 8-10%, имеют пепловую структуру в них рогульки стекла хорошо сохранены и не обнаруживают следов расплавления (рис. 3). Под микроскопом хорошо просматриваются постепенные переходы пепловых туфов в кристалло-витрокластические разности. В последних количество клиноптилолита снижается до 40%. Интересно, что если клиноптилолит, образованный за счет тонкого пеплового материала, тонкозернист (0,004 мм и меньше), то образованный за счет замещения сравнительно крупных обломков стекла представлен хорошо развитыми таблитчатыми кристаллами. В первом случае он почти изотропен и имеет $N = 1,479 \pm 0,001$; таблитчатые же кристаллы обнаруживают анизотропию - $N_g - N_p = 0,004 \pm$; близкое к прямому погасание, отрицательное удлинение, $N_g' = 1,482 \pm 0,001$; $N_p' = 1,478 \pm 0,001$.

Данные термогравиметрического, рентгеноструктурного и химического исследования цеолитизированных туфов ущ. Хекордзула подтвердили клиноптилолитовый состав цеолита.

Ряд образцов, богатых клиноптилолитом были нагреты до 480°C и повторно исследованы рентгенометрически. Полученные дифрактограммы свидетельствуют, что кристаллическая решетка клиноптилолита претерпела разрушение. Однако, в результате катионного обмена кальция на калий, выполненного сотрудниками Института физической и органической химии АН ГССР, термостойкость Дзегвских клиноптилолитов была повышена до 700°C .

Аналогичные Дзегвским, клиноптилолитовые витрокластолиды установлены сотрудниками Геологического института АН ГССР под руководством Г.В. Гвахария в Ахалцихской депрессии в окрестностях сел. Шурдо. Цеолитизация здесь также развита по мелкозернистым кристалло-витрокластическим туфам андезито-дацитового состава. В них витрическая масса, полностью превращенная в смесь клиноптилолита и монтмориллонита, содержит мелкие обломки эффузивного кварца, андезина, моноклиального пироксена и таблички свежего биотита. В этих туфах хорошо сохранена пепловая структура исходных витрокластов.

Проявления морденита нами совместно с В.Я. Эдилашвили



Рис. 3. Замещенный клиноптилолитом спекшийся туф с реликтами пепловой структуры. Увелич. 100; ник. П.

были установлены в Северо-Восточной Армении (Севано-Ширакский синклиниорий) среди вулканогенно-осадочных образований верхнего эоцена вблизи сел. Куйбышев (см. рис. 1). Морденит установлен и в образцах из коллекции В.Я. Эдилашвили вулканогенных пород олигоцена района курорта Дилижан, в 8 км к юго-западу от сел. Куйбышев.

Замещенные морденитом кристалло-витрокластические туфы верхнего эоцена вблизи сел. Куйбышев образуют пачку мощностью до 15 м и протяженностью в несколько км. Породы эти, расположенные в верхней части вулканогенной толщи верхнего эоцена, обладают зеленоватой окраской чем они отличаются от вмещающих светлосерых крупнообломочных вулканитов.

Обогащенные морденитом витрокластолиты, представляют собой спекшиеся псаммо-псефитовые кристалло-витрокластические туфы, местами обнаруживающие переходы от пепловых туфов к лавоподобным породам с неполным расплавлением пеплового материала и реликтами первичной обломочной структуры. Сплошные

массы кислого вулканического стекла имеют частью ленточно-параллельную или плейчатую-параллельную, частью же перлитовую текстуру (рис. 4). Кристаллическая фаза, составляющая небольшую долю породы (10-150), представлена сильно корродированными и оплавленными кристаллами олигоклаз-андезина и отчасти кварцем. В парагенезисе с морденитом находятся монтмориллонит, кварц и реже кальцит.

Морденит, псевдоморфно замещающий вулканическое стекло с реликтами перлитовой текстуры, имеет форму плохо сформированных сферокристаллов, а образованный за счет вулканического стекла с ленточно-параллельной и плейчатую-параллельной структурами, мелкозернистый не имеет четких кристаллографических форм. В первом случае он анизотропен $N_g - N_p = 0,005 \pm 0,001$, имеет прямое погасание и отрицательное удлинение. $N_g' = 1,487 \pm 0,001$; $N_m' = 1,485 \pm 0,001$; $N_p' = 1,483 \pm 0,001$; В наиболее богатых мор-



Рис. 4. Замещенный морденитом кристалло-витрокластический туф. Крупные обломки вулканического стекла с ленточно-параллельной, плейчатую-параллельной и перлитовой текстурами, превращены в полные псевдоморфозы морденита. Увелич. 100, ник. П.

денитом образцах количество его доходит до 80%, а в среднем составляет 65-70%.

На кривой ДТА образца с 75% содержанием морденита зарегистрирован характерный для морденита четкий эндотермический эффект с максимумом 180°C . Сопоставление кривых ДТА и ТГ морденита полосы Самшвильдо-Дагет-Хачин с данным устанавливает характерную особенность морденита-потерю основной части воды в интервале первого эндотермического эффекта. Кроме того, указанные кривые свидетельствуют, что выделение воды из минерала происходит плавно и одноэтапно. Полученные данные оптического термографического и рентгенометрического (основные рефлексы - 13,6; 6,45; 3,96; 3,48 и 3,21 А) анализов однозначно диагностируют цеолит из окрестностей сел. Куйбышев, как морденит.

Цеолитизированные (морденит) туфы олигоцена района курорта Дилижан, аналогично Куйбышевским, представляют собой псефо-псаммитовые кристалло-витрокластические спекшиеся разности липарито-дацитового состава. Доминирующие в породе обломки кислого вулканического стекла обнаруживают реликтовую флюидальную текстуру. В случае флюидальной текстуры вулканическое стекло окаймляет редкие, сильно корродированные зерна кварца, олигоклаз-альбита и таблички свежего биотита. Вулканическое стекло полностью замещено морденитом и его обычным спутником монтмориллонитом. Редкие обломки кислого эффузива также полностью замещены морденитом.

Данные рентгеноструктурного, термогравиметрического и химического анализов аналогичны таковым морденитом в Самшвильдо-Дагет-Хачин и Куйбышева и не вызывают сомнений в принадлежности изученного цеолита к мордениту.

Химические анализы[†] наиболее богатых морденитом витрокластов полосы Самшвильдо-Дагет-Хачин и из сел. Дилижан, с учетом микроскопических данных были пересчитаны на минеральный состав. Для цеолитизированного туфа Самшвильдо-Дагет-Ха-

[†] Химические составы морденитсодержащих пород-1/. Полосы Самшвильдо-Дагет-Хачин: $\text{SiO}_2 = 67,8\%$, $\text{TiO}_2 = 0,10\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 13,5\%$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 1,56\%$, $\text{P}_2\text{O}_5 = 0,05\%$, $\text{CaO} = 3,3\%$, $\text{MgO} = 1,0\%$, $\text{Na}_2\text{O} = 3,20\%$, $\text{K}_2\text{O} = 0,80\%$, $\text{H}_2\text{O}^- = 2,50\%$, $\text{H}_2\text{O}^+ = 6,1\%$, сумма: 99,88%;

2/. Из Дилижана: $\text{SiO}_2 = 65,0\%$; $\text{TiO}_2 = 0,18\%$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 15,3\%$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 1,52\%$; $\text{P}_2\text{O}_5 = 0,05\%$; $\text{CaO} = 2,1\%$; $\text{MgO} = 0,58\%$; $\text{Na}_2\text{O} = 1,26\%$; $\text{K}_2\text{O} = 3,80\%$; $\text{H}_2\text{O}^- = 4,52\%$; $\text{H}_2\text{O}^+ = 5,24\%$; сумма = 99,55%.

Анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории КИМС; аналит. Л.Д. Арешидзе.

чин был получен состав: 75%—морденита, 15%—кварца, 8%—монтмориллонита и 2%—кальцита, а для породы из Дилижана: 80%—морденита, 17%—монтмориллонита, 2%—кварца и 1%—биотита.

Формулы морденитов, рассчитанные катионным методом, после исключения окислов, входящих в минералы примеси и SiO_2 кварца имеют следующий вид: формула морденита полосы Самшвилдо-Дагет-Хачин- $(\text{Na}_{0,74} \text{K}_{0,20} \text{Ca}_{0,84}) (\text{Al}_{1,08} \text{Si}_{13,41} \text{O}_{28,98}) \cdot 7\text{H}_2\text{O}$; формула морденита из Дилижан- $(\text{Na}_{0,45} \text{K}_{0,74} \text{Ca}_{0,75}) (\text{Al}_{1,38} \text{Si}_{11,42} \text{O}_{20,98}) \cdot 7\text{H}_2\text{O}$.

Эти формулы следует рассматривать как приближенные, ибо точный расчет при наличии посторонних примесей затруднителен. Кроме того избыток SiO_2 в формуле морденита полосы Самшвилдо-Дагет-Хачин, по-видимому, вызван тончайшими примесями рентгеноморфных соединений кремнезема, не фиксирующихся ни под микроскопом ни рентгеноструктурным анализом.

Вулканические породы верхнемиоцен-нижнеплиоценового возраста, замещенные цеолитами нами были зафиксированы в пределах полосы переходной между Аджаро-Триалетской и Артвино-Болнисской зонами в окрестностях селений Тмогви и Ацквита (рис. 1) в 50-60 км к юго-западу от г. Ахалцихе.

Морденитсодержащие вулканиты обнажаются на левом берегу Куры в 5-6 км западнее пещерного монастыря Вардзия в нижней части гонердзско-кисатибской свиты у сел. Тмогви. Эти породы слагают пачку мощностью 10-12 м плотных зеленых пепловых туфов с маломощными (0,3-0,5 м) прослоями мелкозернистых известняков. Пачка подстилается белесыми грубообломочными вулканическими брекчиями андезито-дацита, замещенными морденитом. Пепловые туфы состоят из плотной массы причудливо деформированных витрических частиц создающих псевдофлюидальную текстуру. Вся витрическая масса замещена морденитом, в ассоциации с которым находятся его обычные спутники—монтмориллонит, кальцит и кварц. Из первичных минералов в породе содержатся редкие зерна эффузивного кварца, кристаллы зонального олигоклаз-андезина и таблички биотита. Количество морденита 20-25% в грубообломочных вулканических брекчиях и 60-70%—в плотных пепловых туфах.

Данные оптического, рентгенометрического и термического анализов однозначно диагностируют цеолит из окрестностей сел. Тмогви, как морденит.

Следующий выход замещенных цеолитом, в данном случае филлипситом, витрокластов имеется у сел. Ацквита, расположенного в 15 км к северо-западу от сел. Тмогви в левобережной части Куры (см. рис. 1). Здесь цеолитизированные вулканиты связаны также с нижней частью гонердзско-кисатибской свиты. Филлипситсодержащие белые, плотные витрокластические туфы, занимая высокие стратиграфические уровни, чередуются с пачка-

ми слабо сцементированных крупно и среднеобломочных вулканических брекчий. Вулканиды замещенные филлипситом представляют собой сваренные туфы, в которых обломки вулканического стекла имеют неправильные ограничения со следами хорошо сохранившейся флюидалности. Они обычно содержат редкие призматические кристаллы свежего андезина, моноклинного пироксена и таблички биотита. Обломки вулканического стекла, составляющие 85–90% объема породы, сохранив реликты пемзо-пузыристой и плейчато-параллельной текстур, превращены в мелкокристаллический агрегат цеолита из группы филлипсита. Принадлежность цеолита к филлипситовой группе свидетельствуется, прежде всего, данными рентгеноструктурного анализа. Сравнение полученных данных с эталоном (Дир, Хауи, Зусман, 1966) а также с данными синтезированных филлипситов из кислых вулканических стекол (Гогшвили и др. 1970) показали идентичность всех основных рефлексов: 7,60; 4,03; 3,21; 3,18; 2,98; 2,74 и 1,78 Å.

Характерные для филлипсита данные были получены и термомографиметрическим анализом. На кривой ДТА были зафиксированы характерные для цеолита группы филлипсита два эндотермических эффекта с максимумами 120° С и 510° С.

Проведенное в КИМСе физико-химическое и технологическое исследование некоторых Закавказских месторождений цеолитов показало, что клиноптилолитсодержащие витрокласты Дзегвского месторождения и морденитсодержащие породы полосы Самшвильдо-Дагет-Хачин и Куйбышевского района без предварительного обогащения аналогичны Венгерскому товарному продукту "клиносорбу", либо превосходят его (Дзегвское месторождение). Высокая адсорбционно-разделительная способность клиноптилолитовых пород Дзегвского месторождения, а также морденитсодержащих витрокластов полосы Самшвильдо-Дагет-Хачин (Тетрицкаройский район) и окрестностей сел. Куйбышев, по отношению к синтетическому цеолиту NaM, свидетельствует о достаточно высоком качестве цеолитов.

Таким образом, на примере как зарубежных (США, Япония, Восточная Африка, Венгрия, Болгария и др.), так и выявленных за последнее время на территории Закавказья месторождений высококремнистых цеолитов, выявляется их пространственная и генетическая связь с продуктами кислого вулканизма. Приведенная характеристика новых месторождений и анализ литературных материалов по зарубежным месторождениям цеолитов, свидетельствует о происхождении их путем псевдоморфного замещения вулканического стекла клиноптилолитом, либо морденитом и филлипситом. Во всех изученных нами цеолитизированных витрокластолитах в массе цеолитов наблюдаются реликты пепловой структуры и характерные для вулканических стекол плейчато-параллельная, ленточно-параллельная или флюидалная текстуры. Используя данные Р. Хейя (Нау, 1966) и С.И. Набоко (Набоко, 1971) можно

механизм цеолитообразования представить себе следующим образом. Диагенетическое преобразование исходного материала, по-видимому, происходило в результате перегруппировки ее основных компонентов. Освобожденные из вулканического стекла магний, железо, глинозем и частично калий расходовались на образование монтмориллонита или гидрослюда. Сохранившийся кремнезем входил в состав цеолитов-морденита, клиноптилолита и филлипсита. В тех случаях, когда в обменных реакциях помимо такого высококорреакционного материала, как вулканическое стекло, участвовали и плагиоклазы, по ним возникали существенно цеолитовые породы.

Процессы диагенетического минералообразования могут удовлетворительно объяснить колебания концентраций и состава поровых вод, ибо, как подчеркивает Н.М. Страхов (1963) — "Состав грунтовых вод динамический итог двух противоположно направленных процессов-растворения исходной формы компонентов и образования новых диагенетических минеральных видов".

Экспериментально доказано, что наиболее благоприятной для синтеза цеолитов является щелочная среда (Barrer, 1948; Сендеров, Хитаров, 1970; Гогшвили и др. 1968). Последнее свидетельствуется постоянно наблюдаемыми ассоциациями изученных цеолитов с такими минералами, как монтмориллонит, гидрослюда, а иногда карбонаты.

Диагенетическое образование изученных нами цеолитов подтверждается отсутствием в данных породах постдиагенетических превращений поскольку в них отсутствуют характерные для эпигенетических изменений явления регенерации обломочных минералов; в туфах сохранились пепловые, плейчато-параллельные и ленточно параллельные структуры и текстуры: в породах сохранились такие легко изменяющиеся минералы как биотит и моноклинный пироксен; зоны цеолитизации имеют региональное развитие на крупных площадях.

ВЫВОДЫ

1. Наиболее благоприятным для образования высококремнистых цеолитов являются витрокластические и пепловые пирокластиты преимущественно кислого и среднего состава подвергшиеся диагенетическому преобразованию.
2. Преимущественная приуроченность цеолитизированных вулканитов к верхним стратиграфическим горизонтам разрезов, делают последних наиболее перспективными для проведения поисковых работ.
3. Неблагоприятные условия для возникновения цеолитов созда-

ются: а) в глубоких зонах стратиграфических разрезов, поскольку согласно правилу Корню по мере повышения глубины и, следовательно, изменения физико-химических параметров среды, многоводные и высококремнистые цеолиты сменяются мало- и малокремнистыми разностями, б) при отложении глубоководных карбонатно-терригенных и терригенных пород лишенных вулканического материала и богатых органическим веществом, поскольку тонкодисперсная органика затрудняет растворение исходных компонентов осадка, в) в глубоководных осадках неблагоприятных для процесса образования высококремнистых цеолитов благодаря их быстрому накоплению, что препятствует длительному соприкосновению иловых вод с твердыми компонентами осадка и перехода их в раствор.

Эти условия целесообразно учитывать при проведении поисковых работ на цеолиты.

ЛИТЕРАТУРА

- Бутузова Г.Ю. К познанию цеолитов гейландитовой группы. Цеолит из палеогеновых отложений юга СССР. Литология и полезные ископаемые, 1964, № 4.
- Гвахария Г.В., Схиртладзе Н.И., Батиашвили Т.В., Ахвледиани Р.А., Микадзе Г.А. О клиноптилолитовых вулканических туфах северного склона Триалетского хребта. Докл. АН СССР т. 205, 1972, № 1.
- Гогишвили В.Г. и др. Синтез цеолитов из вулканических стекол в гидротермальных условиях. Геохимия, № 4, 1968.
- Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Изд-во "Мир", 1966.
- Запорожцева А.С., Вишневская Т.Н., Глушинский П.И. Цеолиты меловых отложений севера Якутии. Литология и полезные ископаемые 1963, № 2.
- Логвиненко Н.В., Осипова З.В. Цеолиты в осадочных породах. Литология и полезные ископаемые, № 3, 1969.
- Набоко С.И. Метасоматическое "сваривание" кислых туфов в

недрах гидротермальных систем областей активного вулканизма. В сб. "Вулканизм и глубины земли". Изд-во "Наука", 1971.

- Сендеров Э.Э., Хитаров Н.И. Цеолиты, их синтез и условия образования в природе. Изд-во "Наука", 1970.
- Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. Изд-во АН СССР, 1963.
- Barrer R.M. Syntheses and reactions of mordenite. Journ. Chem. Soc. 1948.
- Coombs D.S. At al., Zeolite uses and reactions of mordenite. Journ. Chem. Soc. 1948.
- Deffeyes K.S. Erionite from Cenozoic tuffaceous sediments, central Nevada, Am. Mineral, uu, 51 1959.
- Hayashi H., Sudo T. Zeolite-bearing bentonites, Min. Journ. /Japan/ 2, 196. 1957.
- Hay R.U. Stratigraphy and zeolitic diagenesis of the Iohu Day formation of Oregon University of California publication in geological sciences, V. 42, No 5, 1963.
- Mason B. Sand U. Clinoptilolite from Patagonia The relation between clinoptilolite and heulandite. Amer. Mineral. V, 45. No -3-4, 1960.
- Mumpton Fr.A. Clinoptilolite redefined. Amer. Mineral, V. 45, No 3-4, 1960.

В.Г. Гогишвили, Т.Ш. Гогишвили,
Т.Г. Зулиашвили, А.И. Сухишвили,
И.Б. Кипиани

ГИДРОТЕРМАЛЬНАЯ МОРДЕНИТИЗАЦИЯ В ВЕРХНЕМЕЛОВОЙ ВУЛКАНОГЕННОЙ ТОЛЩЕ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ГРУЗИИ

В верхнемеловой вулканогенной толще Юго-Восточной Грузии цеолиты впервые были описаны Г.В. Гвахария (1951). Наличие их отмечено также в работах Г.М. Заридзе, Н.Ф. Татришвили и др. (1961), О.З. Дудаури (1965), Ю.И. Назарова (1966) и другими. Отмеченными исследователями они отнесены к автотасоматическим минералам. Позже В.Г. Гогишвили (1969), изучивший особенности гидротермального перерождения толщи, высказал предположение о связи, по крайней мере, части цеолитизированных пород с процессами гидротермального рудообразования.

В последние годы при литологическом изучении верхнемеловой вулканогенной толщи на территории Маднеули-Поладаури, авторами впервые установлено широкое распространение морденитизированных пород на барито-полиметаллическом месторождении Давид-Гареджи-Мушевани, на Давид-Гареджинском рудопроявлении марганца, в окрестностях горы Карквети около сел. Бослеби, на медно-полиметаллических рудопроявлениях Дарбази и Абульмульк, около г. Болниси и в ряде других.

Морденитизации подвергнуты преимущественно кислые вулканыты липаритового и липарито-дацитового состава. В них морденит развивается по фельзитовой основной массе лавовых и субвулканических пород и по витрокластике спекшихся разностей туфов. Из послойно изученных 42 буровых скважин, указанный минерал был обнаружен в шести. В пяти из них — до глубины 50–60 м и в одной (скв. № 106, месторождение Давид-Гареджи-Мушевани) — до 100 м.

Внешне морденитизированные породы характеризуются значительной пористостью, белесоватым цветом с зеленоватым и розоватым оттенком; иногда наличием кроваво-красного крапа и сочетанием зеленых участков с красными на общем розовато-сером фоне породы. В них основными породообразующими минералами, кроме морденита и кварца являются монтмориллонит, хлорит и гидрослюда. Последняя в парагенезисе с кварцем и морденитом представлена селадонитом. В нижней части пачки морденитизированных пород с анальцимом, адуляром и альбитом ассоциирована гидрослюда мусковитового типа.

На месторождении Давид-Гареджи-Мушевани на уровне развития баритовых руд совместно с морденитом встречаются клиноптиллолит, бариевый цеолит-гармотом, окислы марганца, гейландит, анальцит, гидропарагонит (?) и адуляр. На рис. 1 и 2 приводятся дифрактограммы и термограммы породообразующих и сопутствующих минералов морденитизированных пород.

На западной окраине сел. Мушевани вдоль зоны тектонического нарушения наблюдаются розоватые и зеленовато-серые с красными стяжениями и пятнами морденитизированные породы. В них из первичных минералов сохранились лишь редкие вкрапленники кварца, плагиоклаза и роговой обманки, составляющие 10-15% объема породы. Основная масса сохранила реликтовую структуру пемзы и перлитовую отдельность вулканического стекла. В пемзах слегка вытянутые, иногда причудливой формы пустотки заполнены кварцем и игольчатыми кристаллами морденита, характеризующегося микроскопически хорошо выраженным розовым дисперсионным эффектом, слабой анизотропией, прямым погасанием, отрицательным удлинением и $N_p = 1,475 \pm 0,001$.

В миндалинах кварц занимает внешнюю зону; вдоль соприкосновения ленточных выделений кварца с центральным морденитовым ядром наблюдаются оолитовидные стяжения халцедона (рис. 3). Между миндалинами стекло сохраняет реликтовую перлитовую отдельность, подчеркнутую также новообразованиями морденита и кварца (рис. 4). Примечательна также интенсивная морденитизация плагиоклаза, с образованием почти полных псевдоморфоз (рис. 5). Вкрапленники кварца и роговой обманки в процессе замещения оказались более стойкими. Аналогичные взаимоотношения наблюдаются и в скв. № 80 в одном км от описанного выше выхода морденитизированных пород; здесь от поверхности, до глубины 65 м морденитизирован покров липарито-дацитового порфира с биотитом и роговой обманкой. В нем основная масса породы и редкие литофазы полностью замещены морденитом, кварцем и гидрослюдой. Во вкрапленниках кварца наблюдаются морденитизированные участки, видимо, возникшие за счет включений стекловатой основной массы. По трещинам спайности роговой обманки также развивается морденит; биотит при этом сохраняет четкие контуры и лишь слегка обесцвечивается. В агломератовых туфах липарито-дацитовых порфиров, одни обломки морденитизированы, другие же замещены пойкилитовыми прорастаниями кварца и адуляра.

В скв. № 461 участка Мушевани в морденитизированных вулканических стеклах дацитового состава наблюдаются ксенолиты диабазы офитовой структуры. Розоватые и красные прожилки морденита, развитые в стекле, иногда прослеживаются и в ксенолитах. В пределах последних морденит также возникает за счет прожилков стекла, которыми ксенолиты были импрегнированы при их захвате лавой.

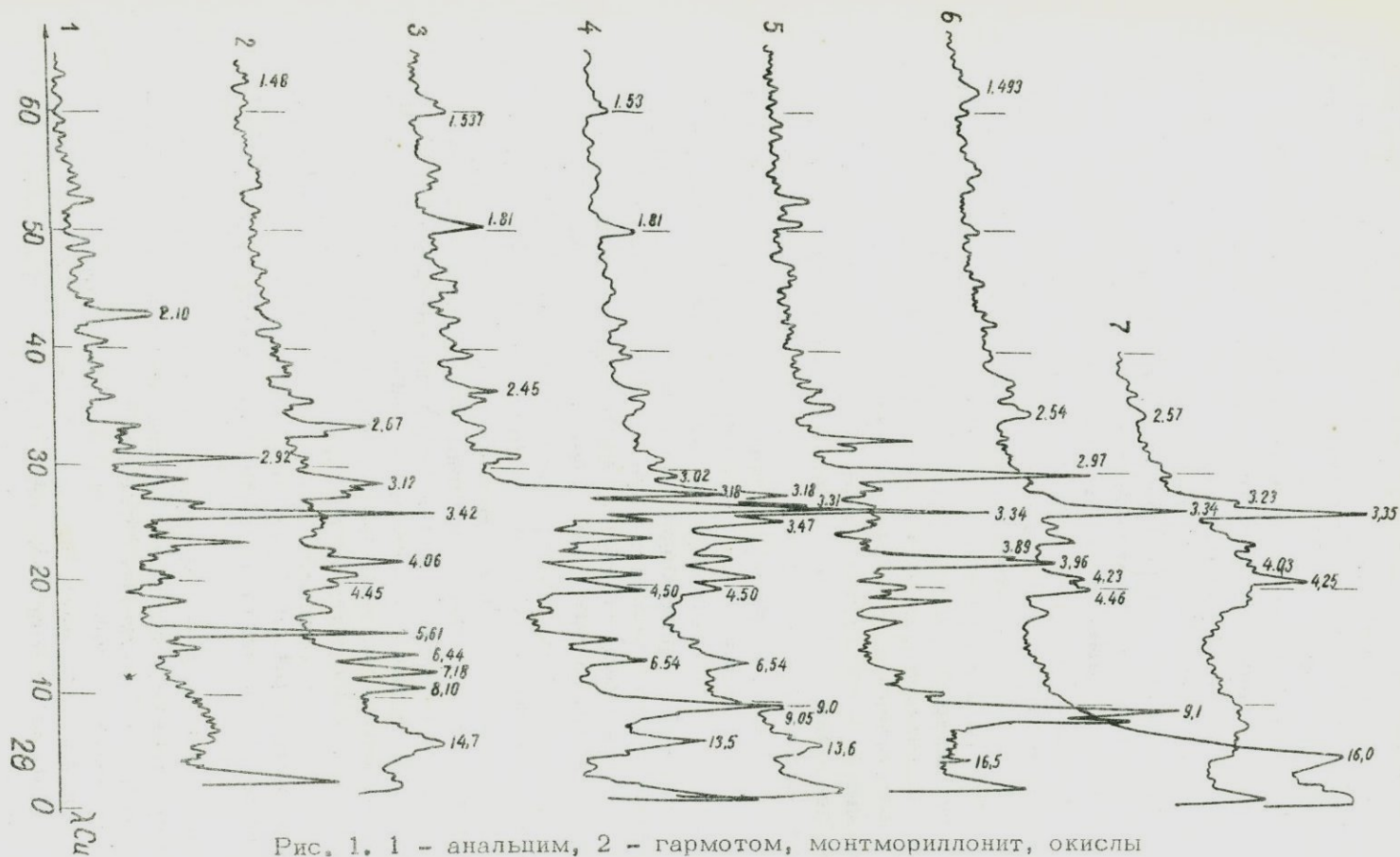


Рис. 1. 1 - анализим, 2 - гармотом, монтмориллонит, окислы марганца; 3 - морденит, кварц, гидрослюда глауконитовидная; 4 - морденит, кварц, селадонит; 5 - клиноптилолит, гидропарагонит, монтмориллонит; 6 - монтмориллонит, кварц; 7 - адуляр.

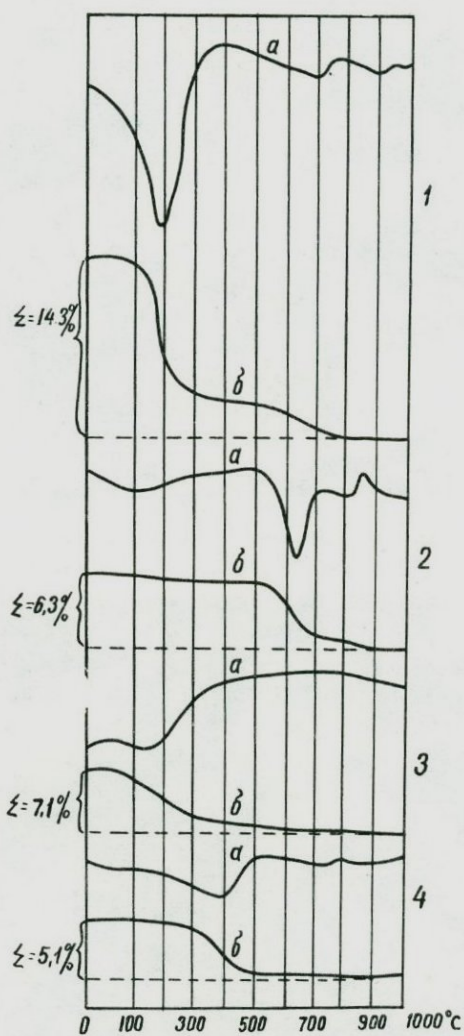


Рис. 2. Термограммы (а-кривые нагревания; б-кривые изменения веса) породообразующих и сопутствующих минералов морденитизированных пород.

1 - монтмориллонит; 2 - хлорит; 3 - морденит; 4 - анальцитим.



Рис. 3. Игольчатые кристаллы морденита в ассоциации с халцедоном. Николи +, увел. 120.

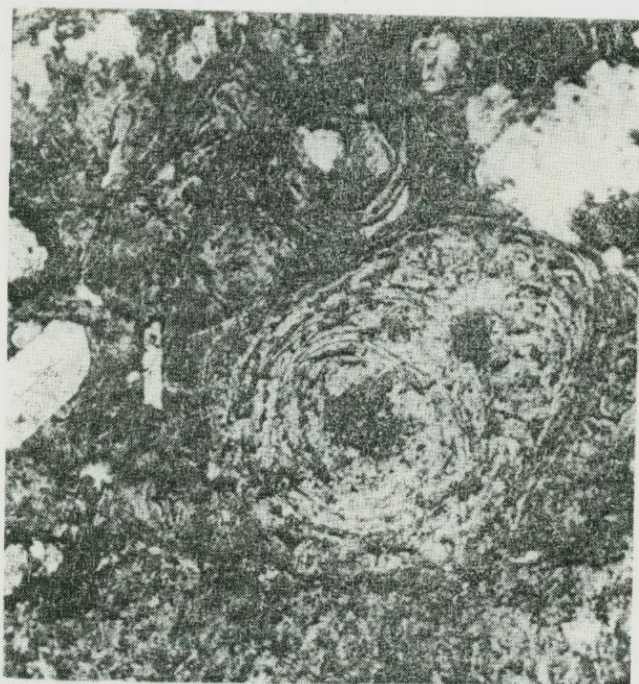


Рис. 4. Реликтовая перлитовая отдельность, подчеркнутая новообразованиями морденита и кварца. Николи +, увел. 130.

Около г. Болниси, вдоль железнодорожного полотна цеолитизация проявлена в глыбовых агломератовых туфах липаритовых порфиров. В них морденитизированы обломки кислого вулканического стекла диаметром до 5 см. Цемент витрокластики монтмориллонитизирован, селадонитизирован и хлоритизирован. В глыбах липаритовых порфиров вкрапленники представлены альбитом и кварцем, а основная масса морденитом и кварцем с небольшой примесью зеленоватой гидрослюдь и гидропарагонита (?). Обломки несплюсненной стекловатой пемзы раскristализованы в морденит и кварц. Кристаллы морденита ориентированы в одном направлении и их расщепленные окончания напоминают реликты фьямме. В пемзовых обособлениях количество морденита и кварца равное. Дезинтегрированное рагульчатое стекло, в которое включены обломки пемзы, также морденитизировано. Местами в стеклах наблюдаются сферические выделения морденита и кварца. Создается впечатление, что одни литофазы замещены кварцем, другие морденитом (см. рис. 4). Вдоль трещин раздробленных кристаллов кварца также наблюдается морденит.

На рудопроявлении Абульмульк (скв. №№ 15 и 23) морденитом, кварцем, хлоритом и монтмориллонитом замещены пелитовые туфы кислого состава с сохранением реликтовой пепловой структуры. Аналогичные породы развиты также вдоль шоссеиной дороги Болниси-Дманиси, в районе сел. Баличи, у подножья г. Карквети, на рудопроявлении Дарбази и в ряде других мест.

Процесс образования морденитизированных пород многими исследователями рассматривается, как диагенетическое изменение кислых вулканитов (Coombs *ets.*, 1959; Ней, 1963, Лонгвиненко, Осипова, 1969 и др.). Между тем отмеченные выше структурные взаимоотношения между породообразующими минералами позволяют отнести морденитизированные породы к гидротермально-метасоматическому типу, что подтверждается следующими фактами:

1. Тесной пространственной связью морденитизированных пород с минерализацией марганца, барита, свинца и цинка.
2. Сменой морденитовых метасоматитов на глубине гидротермальными аргиллитами.
3. Наличием в ассоциации с морденитом бариевого цеолита и адуляра.
4. Проявлением процесса морденитизации вблизи тектонических нарушений при наличии в разрезах совершенно свежих вулканических стекол и пеплов.

Следует также добавить, что структуры замещения плагиоклаза, роговой обманки и даже кварца, а также формы заполнения миндалин в пемзах, можно объяснить только, как результат гидротермальных процессов. Видимо, проявление цеолитов и новообразований полевых шпатов контролируется температурным режимом этого процесса.

Согласно экспериментальным работам по разложению липаритовых стекол в гидротермальных условиях (Гогишвили и др. 1968), в среде с высокой активностью кремнезема пограничная линия между полевыми шпатами и морденитом проходит при температуре $200-220^{\circ}\text{C}$. В отличие от четвертичных липаритовых стекол, которые в гидротермальных условиях непосредственно не морденизируются, свежие верхнемеловые липарито-дацитовые стекла при температуре 220°C и $\text{pH}=8-10$, действующего раствора (Na OH) полностью превращаются в морденит-анальцимовый агрегат.



Рис. 5. Морденитизация зонального плагиоклаза и дезинтегрированного стекла. Николи +, увел. 90.

Доказывая гидротермальность морденитизации мы еще раз обращаем внимание на пространственную связь этого процесса с рудопроявлениями марганца, агата и гидротермальными аргиллитами, как это имеет место в Иджеванском, Казахском и Кировобадском районах к юго-востоку от изученной территории. Указанная пространственная сближенность не является случайной, а отображает и генетическую связь между ними.

Как было показано выше, с морденитом ассоциирует другой высококремнистый цеолит-клиноптилолит, самостоятельные скопления которого нередки в районах проявления гидротермальной минерализации. Клиноптилолитовые породы, широко распро-

страненные на Чиатурском месторождении (Бутузова, 1964), по данным Г.А. Мачабели и др. также связываются с гидротермальными процессами. Аналогичные образования недавно были установлены Г.В. Гвахария и Н.И. Схиртладзе (Гвахария и др., 1972) в восточной части Аджаро-Триалетской зоны. Здесь клиноптилолит возникает за счет кислых вулканических пород, но лишь в пределах отдельных довольно обширных участков. Эти породы, с содержанием клиноптилолита иногда до 90%, установлены на разных стратиграфических уровнях в толщах верхнего мела и палеогена.

Проявления однотипного "диагенетического" изменения в разновозрастных толщах единого разреза настораживает, а при рассмотрении некоторых геологических особенностей нахождения клиноптилолитовых пород, возникают серьезные сомнения относительно их диагенетического происхождения. Так, в указанном районе мощность отложений палеоцена и среднего эоцена составляет не менее 1,5-2 км, что ставит под сомнение возможность сохранения клиноптилолита, возникшего в позднем мелу, в условиях столь значительного погружения.

При допущении гидротермального происхождения клиноптилолитовых пород, основные трудности возникают в связи с площадным развитием их и отсутствием видимой связи с разрывной тектоникой. Однако необходимо учитывать особенности гидротермального минералообразования в области разгрузки, где основная движущая сила гидротермальных растворов - градиент давления¹⁾ значительно редуцирован или перестает действовать.

В результате наступят условия для "растекания" растворов в проницаемые слои или пачки пород и тем самым осуществится включение их в динамику вадозовых вод.

Таким образом, механизм минералообразовательных процессов в области "растекания" растворов, на наш взгляд, вполне соответствует геологической обстановке нахождения клиноптилолитовых пород, что позволяет предположить эпигенетичность клиноптилолитизации. Знаменательно, что высококремнистые цеолиты и в частности морденит, широко распространенный в районах современной термальной деятельности (Уайт, 1958; Набоко, 1970), не характерны для мезозойских минералообразовательных процессов (Неу, 1963).

Как было показано выше, в верхнемеловой толще процесс морденитизации не распространяется глубже 100 м. Быть может это указывает на проявление морденитизации после формирования основных элементов современного эрозионного среза. Думается, что в настоящее время при скудности имеющихся данных трудно найти указанному факту другое более удовлетворительное объяснение.

¹⁾ Градиенты химического потенциала и плотностей в растворе также могут иметь геологическое значение.

ЛИТЕРАТУРА

- Бутузова Г.Ю. К познанию цеолитов гейландитовой группы. Цеолит из палеогеновых отложений юга СССР. "Литология и полезные ископаемые", № 4, 1964.
- Гамкрелидзе П.Д. Основные черты тектонического строения Грузии. Тр. геол. инст. АН ГССР, т. X (XV), 1957.
- Гвахария Г.В. Цеолиты Грузии. Изд. АН ГССР, 1951.
- Гвахария Г.В., Схиртладзе Н.И., Батиашвили Т.В., Ахвледиани Р.А., Микадзе Г.А. О клиноптилолитовых вулканических туфах северного склона Триалетского хребта. ДАН СССР, т. 205, № 1, 1972.
- Гогитшвили В.Г., Хундадзе А.Г., Амирханова Н.Г. Синтез минералов из кислых вулканических стекол в гидротермальных условиях. "Геохимия", № 4, 1968.
- Гогитшвили В.Г. Особенности гидротермального минералообразования на примере северо-западной части Сомхитско-Карабахской зоны (Малый Кавказ) и формирование месторождений малых глубин. Автореф. докторской диссертации, 1969.
- Дудаури О.З. Петрография субвулканических малых интрузий Болнисского района (на груз. яз.). Изд. "Мецниереба", 1965.
- Заридзе Г.М., Татришвили Н.Ф., Хмаладзе И.И. Петрография верхнемеловых вулканогенных образований Южной Грузии. Тр. геол. инст. АН ГССР, сер. минер.-петр., т. 6, 1961.
- Логвиненко Н.В., Осипова З.В. Цеолиты в осадочных породах. "Литология и полезные ископаемые", №3, 1969.
- Назаров Ю.И. Особенности формирования месторождений медноколчеданной формации Южной Грузии. Изд. "Недра", 1966.
- Уайт Д. Термальные источники и эпитеермальные месторождения. Сб. "Проблемы рудных месторождений". Изд. И.Л., 1958.

Coombs D.S., Ellis; Fyfe W.S., Taylor A.M.
The zeolite facies; with comments on the
interpretation of hydrothermal synthesis. Geo-
chim. et Cosmochim. Acta, V 17, N 1/2,
1959.

Hey R. L. Stratigraphy and zeolitic diagenesis of the John
Day formation of Oregon. University of Cali-
fornia publication on geological Sciences,
V42, N 5, 1963.

В.Г. Гогшвили, Т.Ш. Гогшвили, Т.Г. Зулишвили, А.И. Сухишвили, М.И. Чохонелидзе, Н.К. Мусеридзе

ПЕТРОЛОГИЯ КИСЛЫХ ПОРОД ВЕРХНЕ-МЕЛОВОЙ ВУЛКАНОГЕННОЙ ТОЛЩИ ЮЖНОЙ ГРУЗИИ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ БЛОКОВОЙ ТЕКТОНИКИ

В верхнемеловой вулканогенной толще Сомхито-Карабахской зоны Малого Кавказа медноколчеданные, полиметаллические и барито-полиметаллические руды залегают в вулканитах кислото-го состава. Приуроченность ряда рудных месторождений к последним — твердо установленный факт и обычно рассматривается в качестве довода их генетической или парагенетической связи с вулканизмом.

В предлагаемой статье приводятся некоторые новые геолого-петрологические сведения о рудовмещающей толще региона. Они должны способствовать правильному пониманию природы позднемелового вулканизма и его металлогенического значения.

Фашии кислых вулканитов и их петрографические особенности

Кислые породы верхнемеловой вулканогенной толщи представлены липаритами, липарито-дацитами, дацито-липаритами и дацитами¹⁾, химические составы которых приведены в табл. 1. На петрохимической диаграмме (рис. 1), построенной по А.Н. Заварицкому на основании данных табл. 2, в кислых породах, относящихся к известково-щелочной серии, отчетливо выделяются группы с повышенным и низким содержанием кальция. Первая представлена липарито-дацитами, вторая же — гаммой составов от липаритов до дацитов. Отношение суммы щелочей к кальцию пород первой группы постоянное (2-3,7), второй же варьирует в широких пределах (от 10 до 40); следовательно в последних при общем низком содержании кальция в широких пределах изменяется сумма щелочей.

По содержанию глинозема также выделяются две группы пород: нормальные и пересыщенные. Первые из них почти полностью включаются в группу пород с повышенным содержанием

1) Границы между ними проведены по номенклатуре изверженных пород, предложенной комиссией Межведомственного петрографического комитета (1969).

Таблица 1

Химический состав кислых пород верхнемеловой вулканогенной толщи

| № п/п | № образцов ^x | Компоненты | | | | | | | | | | | | | |
|-------|-------------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|-------|------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|--------|------------------|--------|
| | | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | п.п.п. | H ₂ O | Сумма |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 |
| 1 | 28/66 | 65,21 | 0,12 | 15,90 | 1,43 | 0,94 | 0,05 | 0,74 | 3,66 | 5,85 | 1,32 | 0,05 | 4,08 | 0,82 | 100,17 |
| 2 | 448 ^x /71 | 65,5 | 0,56 | 16,2 | 1,30 | 2,94 | 0,08 | 1,84 | 1,9 | 5,0 | 1,4 | 0,19 | 2,44 | 0,20 | 99,6 |
| 3 | 37/60 | 66,53 | 0,13 | 18,30 | 0,85 | 0,94 | - | 1,01 | 3,86 | 3,67 | 1,32 | 0,09 | 3,00 | 0,53 | 100,23 |
| 4 | 1243 ^x /70 | 66,72 | 0,2 | 16,24 | 2,2 | - | 0,03 | 1,17 | 3,94 | 3,6 | 0,9 | 0,32 | 3,52 | 0,90 | 99,74 |
| 5 | 1217 ^x /70 | 66,77 | 0,18 | 16,82 | 1,28 | 0,72 | 0,04 | 1,29 | 3,44 | 4,3 | 0,9 | 0,15 | 2,92 | 0,76 | 99,57 |
| 6 | 29/66 | 67,20 | 0,15 | 15,02 | 2,92 | 0,80 | 0,04 | 1,13 | 3,38 | 2,64 | 1,86 | 0,06 | 3,27 | 1,29 | 99,76 |
| 7 | 23/65 | 67,61 | - | 13,35 | 4,79 | - | 0,12 | 2,06 | 0,90 | 5,40 | 0,42 | - | 1,50 | 0,20 | 99,36 |
| 8 | 38/65 | 67,84 | 0,59 | 13,96 | 3,81 | 1,04 | 0,15 | 1,51 | 2,06 | 4,51 | 2,79 | 0,54 | 1,74 | 0,44 | 100,98 |
| 9 | 10/64 | 68,0 | 0,38 | 13,78 | 1,61 | 2,61 | 0,08 | 0,81 | 1,71 | 5,18 | 1,58 | 0,14 | 3,03 | 0,20 | 99,75 |
| 10 | 60 ^x /70 | 68,02 | 0,26 | 14,45 | 1,62 | 0,35 | 0,05 | 1,50 | 4,04 | 3,2 | 0,6 | 0,01 | 4,18 | 1,78 | 100,08 |
| 11 | 806 ^x /70 | 68,1 | 0,40 | 11,6 | 2,61 | 1,3 | 0,10 | 1,65 | 2,5 | 2,1 | 0,4 | 0,13 | 6,56 | 2,64 | 100,0 |
| 12 | 13/64 | 68,18 | 0,38 | 13,82 | 1,61 | 2,62 | 0,08 | 0,81 | 1,71 | 5,19 | 1,58 | 0,14 | 3,04 | 0,20 | 100,0 |
| 13 | 48/48 | 68,26 | 0,15 | 15,03 | 2,58 | 0,63 | 0,03 | 1,94 | 3,36 | 4,83 | 1,59 | 0,14 | 0,44 | 1,10 | 100,13 |
| 14 | 61 ^x /70 | 68,62 | 0,26 | 14,19 | 1,0 | 0,78 | 0,05 | 1,50 | 3,50 | 4,6 | 0,6 | 0,01 | 2,54 | 2,08 | 99,81 |
| 15 | 1175 ^x /70 | 68,65 | 0,22 | 15,95 | 1,92 | 0,54 | 0,02 | 1,37 | 2,92 | 4,5 | 1,1 | 0,10 | 1,44 | 0,82 | 99,55 |
| 16 | 505 ^x /70 | 68,7 | 0,23 | 14,6 | 1,74 | 1,14 | 0,07 | 2,46 | 0,7 | 4,04 | 3,80 | 0,10 | 2,32 | - | 99,90 |
| 17 | 16/67 | 68,80 | 0,23 | 16,4 | 1,6 | 1,2 | 0,06 | 0,72 | 3,4 | 4,5 | 1,1 | 0,11 | 0,80 | 0,38 | 99,76 |
| 18 | 90 ^x /71 | 69,01 | 0,27 | 15,12 | 0,11 | 0,72 | 0,01 | 1,21 | 3,18 | 1,66 | 5,80 | 0,01 | 2,0 | 0,84 | 99,76 |
| 19 | 39/65 | 69,12 | 0,17 | 12,85 | 1,29 | 1,69 | - | 0,28 | 3,55 | 3,22 | 0,86 | - | 4,12 | 2,38 | 99,48 |
| 20 | 343 ^x /70 | 69,6 | 0,22 | 14,3 | 1,6 | 1,30 | н. о. | 1,49 | 0,42 | 2,44 | 6,6 | 0,11 | 1,38 | 0,26 | 99,74 |
| 21 | 266 ^x /70 | 69,65 | 0,22 | 13,63 | 3,28 | - | 0,02 | 2,9 | 0,53 | 0,75 | 4,75 | 0,12 | 2,92 | 0,96 | 99,74 |
| 22 | 40/60 | 69,76 | 0,10 | 17,38 | 2,09 | 0,23 | 0,03 | 0,90 | 3,42 | 3,29 | 2,11 | 0,05 | 0,29 | 0,67 | 100,44 |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 |
|----|-----------------------|-------|------|-------|------|------|-------|------|------|------|------|-------|------|------|--------|
| 23 | 41/65 | 69,81 | 0,10 | 15,49 | 1,50 | 0,68 | - | 1,08 | 3,85 | 4,40 | 1,42 | 0,08 | 0,33 | 1,06 | 99,80 |
| 24 | 33/65 | 69,82 | 0,05 | 16,72 | 0,65 | 1,11 | - | 1,08 | 3,36 | 4,22 | 1,65 | 0,07 | 0,25 | 0,94 | 99,96 |
| 25 | 1/61 | 69,86 | 0,42 | 11,58 | 4,11 | 0,30 | 0,12 | 1,65 | 3,17 | 3,69 | 1,16 | 0,24 | 2,32 | 1,08 | 100,10 |
| 26 | 14/67 | 69,92 | 0,19 | 16,7 | 1,3 | 0,8 | 0,06 | 1,41 | 3,3 | 3,56 | 1,80 | 0,07 | 1,22 | 0,22 | 100,52 |
| 27 | 24 ^x /71 | 70,10 | 0,14 | 13,38 | 2,47 | 2,05 | 0,03 | 2,57 | 1,00 | 6,60 | 0,34 | 0,05 | 1,50 | 0,20 | 101,11 |
| 28 | 34/60 | 70,52 | 0,28 | 14,90 | 0,91 | 1,28 | 0,05 | 1,00 | 3,97 | 4,33 | 1,41 | 0,32 | 1,06 | 0,24 | 100,27 |
| 29 | 31/66 | 70,68 | 0,34 | 13,74 | 2,94 | 1,98 | 0,04 | 1,07 | 0,55 | 6,17 | 0,39 | сл | 1,01 | 0,25 | 100,53 |
| 30 | 951 ^x /71 | 70,8 | 0,19 | 12,0 | 1,35 | 0,2 | 0,05 | 0,73 | 2,3 | 3,4 | 0,8 | 0,07 | 5,67 | 2,09 | 99,7 |
| 31 | 527 ^x /70 | 70,8 | 0,41 | 14,4 | 2,17 | 1,83 | 0,11 | 1,49 | 1,2 | 4,80 | 1,0 | 0,17 | 2,0 | 0,20 | 100,58 |
| 32 | 24 ^x /70 | 70,8 | 0,23 | 14,4 | 2,69 | 0,28 | 0,05 | 0,90 | 0,3 | 3,0 | 3,82 | 0,16 | 1,50 | 0,76 | 99,9 |
| 33 | 9/61 | 71,16 | 0,34 | 15,08 | 2,05 | 0,66 | 0,07 | 1,36 | 0,83 | 3,69 | 1,51 | 0,33 | 2,10 | 0,78 | 100,23 |
| 34 | 489 ^x /71 | 71,3 | 0,45 | 13,5 | 1,61 | 2,16 | 0,13 | 1,15 | 1,1 | 3,4 | 2,6 | 0,16 | 1,70 | 0,40 | 99,6 |
| 35 | 1009 ^x /70 | 71,41 | 0,34 | 13,02 | 2,28 | 0,72 | 0,01 | 0,99 | 0,87 | 3,2 | 3,4 | 0,1 | 1,25 | 1,15 | 99,64 |
| 36 | 951 ^x /71 | 71,57 | 0,18 | 12,31 | 2,14 | - | - | 0,41 | 2,82 | 3,0 | 0,8 | - | 4,96 | 1,96 | 100,15 |
| 37 | 55/38 | 71,80 | 0,20 | 16,81 | 2,79 | 0,57 | 0,05 | 1,07 | 0,69 | 2,96 | 0,95 | 0,16 | 0,95 | 0,73 | 99,81 |
| 38 | 268 ^x /70 | 72,3 | 0,22 | 13,92 | 2,07 | 0,63 | 0,02 | 1,6 | 0,39 | 2,1 | 4,6 | 0,1 | 1,22 | 0,74 | 99,91 |
| 39 | 15/67 | 72,40 | 0,44 | 13,9 | 4,60 | 0,30 | 0,09 | 0,92 | 0,34 | 3,05 | 0,70 | - | 2,14 | 0,48 | 99,34 |
| 40 | 536 ^x /70 | 72,5 | 0,40 | 12,4 | 2,12 | 1,66 | 0,06 | 1,52 | 0,3 | 4,0 | 1,0 | 0,12 | 3,49 | 0,23 | 99,8 |
| 41 | 1239 ^x /70 | 72,51 | 0,3 | 13,34 | 0,93 | 2,07 | 0,13 | 3,02 | 0,59 | 2,6 | 1,6 | 0,17 | 2,56 | 0,14 | 99,96 |
| 42 | 48/65 | 72,72 | 0,18 | 15,33 | 1,0 | 0,86 | - | 0,72 | 0,65 | 4,93 | 2,09 | 0,08 | 0,04 | 0,94 | 99,54 |
| 43 | 445 ^x /71 | 72,8 | 0,34 | 12,5 | 1,29 | 2,52 | 0,10 | 1,23 | 0,8 | 4,4 | 0,4 | 0,15 | 2,70 | 0,20 | 99,5 |
| 44 | 983 ^x /71 | 73,18 | 0,20 | 13,42 | 0,79 | 0,62 | н. о6 | 1,04 | 1,68 | 3,4 | 3,84 | <0,01 | 1,72 | - | 99,89 |
| 45 | 915 ^x /71 | 73,69 | 0,27 | 10,88 | 1,24 | 0,47 | 0,07 | 1,34 | 1,37 | 1,80 | 6,04 | 0,01 | 1,98 | 0,72 | 99,88 |
| 46 | 42/65 | 73,66 | 0,31 | 12,21 | 2,31 | 0,45 | - | 1,42 | 0,55 | 4,60 | 2,13 | 0,07 | 2,03 | 0,30 | 100,19 |
| 47 | 44/59 | 73,89 | 0,30 | 12,11 | 2,33 | 0,43 | - | 1,44 | 0,56 | 4,59 | 2,15 | 0,07 | 2,01 | 0,33 | 100,2 |
| 48 | 45/59 | 74,86 | сл | 11,61 | 1,10 | 1,11 | 0,09 | 0,46 | 0,77 | 2,44 | 5,93 | 0,57 | 0,76 | 0,46 | 100,06 |
| 49 | 46/65 | 75,18 | 0,59 | 12,72 | 1,01 | 0,30 | сл | 0,86 | 0,54 | 4,33 | 3,41 | 0,35 | 0,28 | 0,68 | 100,25 |
| 50 | 18/67 | 75,30 | 0,17 | 13,8 | 1,80 | 0,12 | 0,02 | 0,60 | 0,22 | 6,0 | 1,10 | - | 1,34 | 0,10 | 100,31 |
| 51 | 21/67 | 75,58 | 0,20 | 12,4 | 0,48 | 1,75 | 0,09 | 2,16 | 0,35 | 3,84 | 1,52 | 0,05 | 1,60 | 1,12 | 100,24 |
| 52 | 32/66 | 76,37 | 0,20 | 12,24 | 1,08 | 1,56 | 0,03 | 0,92 | 0,27 | 5,85 | 0,14 | сл | 0,99 | 0,14 | 100,02 |
| 53 | 900 ^x /71 | 77,41 | 0,15 | 11,30 | 0,72 | 0,17 | 0,01 | 1,60 | 0,24 | 2,26 | 4,0 | <0,01 | 1,44 | 0,60 | 99,9 |
| 54 | 29 ^x /70 | 78,3 | 0,19 | 11,2 | 1,50 | 0,43 | 0,03 | 0,71 | 1,2 | 2,8 | 2,8 | 0,17 | 0,88 | 0,40 | 100,4 |
| 55 | 25/61 | 78,50 | 0,06 | 12,02 | 0,22 | 0,51 | 0,01 | 0,14 | 0,23 | 2,54 | 4,50 | 0,04 | 0,80 | 0,20 | 99,77 |
| 56 | 918 ^x /71 | 80,09 | 0,22 | 9,10 | 0,55 | 0,23 | 0,01 | 1,66 | 0,56 | 2,40 | 3,64 | <0,01 | 1,14 | 0,28 | 99,88 |
| 57 | 1014 ^x /70 | 80,45 | 0,15 | 9,71 | 0,82 | 0,72 | 0,01 | 1,25 | 0,39 | 4,0 | 0,4 | 0,05 | 1,31 | 0,24 | 99,50 |
| 58 | 739 ^x /70 | 82,9 | 0,10 | 9,2 | 0,71 | 0,57 | 0,01 | 0,40 | 0,3 | 4,46 | 0,02 | 0,09 | 0,44 | - | 99,20 |
| 59 | 982 ^x /71 | 83,0 | 0,08 | 8,8 | 0,40 | 0,14 | 0,01 | 0,54 | 0,8 | 2,0 | 2,2 | 0,17 | 1,0 | 0,68 | 99,9 |

Таблица 2

Числовые характеристики кислых пород верхнемеловой вулканогенной толщи

| № п/п | a | c | b | b' | S | a' | c' | f' | m' | φ' | n | t | a/c |
|-------|------|-----|------|-----|------|-------|------|------|------|------------|------|-----|------|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 |
| 1 | 13,3 | 3,4 | 4,6 | 4,6 | 76,8 | - | 26,2 | 47,7 | 26,2 | 27,7 | 87,0 | 0,1 | 3,9 |
| 2 | 12,9 | 2,3 | 10,8 | 6,9 | 73,9 | 36,3 | - | 35,6 | 28,2 | 10,0 | 84,4 | 0,6 | 5,6 |
| 3 | 10,1 | 4,8 | 8,4 | 3,3 | 76,7 | 61,2 | - | 18,2 | 20,7 | 8,3 | 80,8 | 0,1 | 2,1 |
| 4 | 9,8 | 4,9 | 7,7 | 5,1 | 77,6 | 34,2 | - | 26,1 | 39,6 | 25,2 | 85,7 | 0,3 | 2,0 |
| 5 | 11,0 | 4,3 | 6,9 | 1,6 | 77,7 | 76,9 | - | 18,2 | 31,3 | 14,2 | 87,3 | 0,2 | 2,5 |
| 6 | 8,5 | 4,2 | 8,9 | 5,3 | 78,4 | 40,9 | - | 37,8 | 21,3 | 28,3 | 34,4 | 0,2 | 2,0 |
| 7 | 12,3 | 1,1 | 10,5 | 7,4 | 76,0 | 29,48 | - | 37,8 | 32,7 | 37,2 | 4,4 | - | 11,1 |
| 8 | 13,8 | 2,3 | 7,0 | 7,0 | 76,9 | - | 2,9 | 61,5 | 35,6 | 46,2 | 71,6 | 0,6 | 6,0 |
| 9 | 13,6 | 2,0 | 5,9 | 5,2 | 78,3 | 11,5 | - | 65,5 | 22,9 | 22,9 | 83,8 | 0,4 | 6,8 |
| 10 | 8,2 | 5,0 | 6,2 | 4,5 | 80,6 | 27,6 | - | 29,8 | 42,5 | 22,98 | 89,7 | 0,3 | 1,6 |
| 11 | 5,4 | 3,2 | 10,9 | 6,5 | 80,6 | 40,25 | - | 33,1 | 26,6 | 41,6 | 84,2 | 0,4 | 1,6 |
| 12 | 13,6 | 2,0 | 6,1 | 5,3 | 78,2 | 13,5 | - | 64,0 | 22,5 | 22,6 | 83,9 | 0,4 | 6,8 |
| 13 | 12,6 | 3,7 | 6,4 | 6,4 | 77,3 | - | 6,4 | 43,6 | 50,0 | 34,0 | 17,2 | 0,2 | 3,4 |
| 14 | 11,2 | 4,1 | 4,6 | 4,6 | 80,1 | - | 9,1 | 34,8 | 56,1 | 36,4 | 92,5 | 0,3 | 2,7 |
| 15 | 11,6 | 3,5 | 7,0 | 4,4 | 77,9 | 36,9 | - | 31,1 | 32,0 | 23,3 | 85,9 | 0,3 | 3,3 |
| 16 | 13,8 | 0,9 | 9,7 | 6,4 | 75,6 | 33,8 | - | 25,7 | 40,5 | 14,9 | 61,9 | 0,3 | 15,3 |
| 17 | 11,4 | 4,1 | 6,3 | 3,7 | 78,1 | 40,8 | - | 40,9 | 18,3 | 21,5 | 86,9 | 0,3 | 2,7 |
| 18 | 12,3 | 3,9 | 3,6 | 3,0 | 80,3 | 15,7 | - | 25,4 | 58,8 | 3,9 | 29,5 | 0,3 | 3,1 |
| 19 | 8,8 | 4,6 | 3,3 | 3,2 | 83,3 | 4,4 | - | 82,2 | 13,3 | 31,1 | 85,2 | 0,2 | 1,9 |
| 20 | 14,6 | 0,5 | 7,9 | 4,9 | 77,0 | 38,3 | - | 31,7 | 30,0 | 16,7 | 35,5 | 0,3 | 29,2 |
| 21 | 8,1 | 0,6 | 18,1 | 8,6 | 75,8 | 52,3 | - | 17,3 | 30,4 | 16,9 | 19,4 | 0,3 | 13,5 |
| 22 | 10,3 | 4,1 | 7,6 | 3,3 | 77,9 | 56,1 | - | 24,6 | 19,3 | 21,1 | 67,5 | 0,1 | 2,5 |
| 23 | 11,8 | 4,5 | 3,9 | 3,9 | 79,8 | - | 7,0 | 47,4 | 45,6 | 31,6 | 17,4 | 0,1 | 2,6 |
| 24 | 11,5 | 4,1 | 5,3 | 3,3 | 79,1 | 37,9 | - | 29,1 | 32,9 | 10,1 | 80,0 | 0,5 | 2,7 |
| 25 | 9,7 | 2,9 | 7,7 | 7,7 | 79,8 | - | 12,5 | 50,9 | 36,6 | 46,4 | 83,0 | 0,4 | 3,3 |
| 26 | 10,1 | 3,9 | 8,1 | 4,2 | 77,8 | 47,9 | - | 23,1 | 28,9 | 13,2 | 75,0 | 0,2 | 2,7 |
| 27 | 14,2 | 1,1 | 8,4 | 8,0 | 76,2 | 4,7 | - | 46,1 | 49,2 | 23,4 | 97,2 | 0,1 | 12,7 |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 |
|----|-------|-----|------|-----|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| 28 | 11,4 | 4,2 | 4,3 | 4,3 | 80,1 | - | 12,7 | 47,6 | 39,7 | 19,0 | 82,1 | 0,3 | 2,7 |
| 29 | 13,4 | 0,7 | 8,8 | 5,9 | 77,2 | 32,8 | - | 47,8 | 19,4 | 26,9 | 97,1 | 0,3 | 19,1 |
| 30 | 9,0 | 2,9 | 4,4 | 2,6 | 83,5 | 41,2 | - | 31,7 | 26,9 | 25,4 | 85,9 | 0,2 | 3,1 |
| 31 | 11,5 | 1,4 | 9,9 | 5,7 | 77,2 | 42,1 | - | 34,2 | 23,7 | 17,1 | 87,5 | 0,4 | 8,2 |
| 32 | 11,6 | 0,3 | 10,2 | 4,0 | 77,9 | 62,3 | - | 23,4 | 14,3 | 20,8 | 54,5 | 0,3 | 38,6 |
| 33 | 9,8 | 0,9 | 11,9 | 4,3 | 77,4 | 63,4 | - | 18,6 | 18,0 | 13,1 | 78,7 | 0,4 | 10,8 |
| 34 | 10,95 | 1,3 | 9,0 | 5,2 | 78,7 | 42,3 | - | 37,2 | 20,4 | 14,6 | 66,3 | 0,3 | 8,3 |
| 35 | 11,9 | 1,0 | 6,9 | 4,2 | 80,2 | 39,2 | - | 38,2 | 22,5 | 27,5 | 59,0 | 0,3 | 11,9 |
| 36 | 8,0 | 3,5 | 4,5 | 2,5 | 83,9 | 43,8 | - | 40,6 | 15,6 | 40,6 | 84,2 | 0,2 | 2,2 |
| 37 | 7,2 | 0,8 | 16,4 | 4,1 | 75,6 | 73,8 | - | 16,2 | 10,0 | 13,1 | 82,5 | 0,3 | 9,0 |
| 38 | 10,7 | 4,3 | 10,9 | 4,8 | 77,9 | 55,6 | - | 19,5 | 29,9 | 14,2 | 38,6 | 0,3 | 2,4 |
| 39 | 7,2 | 0,3 | 15,0 | 5,4 | 77,5 | 63,8 | - | 26,4 | 9,4 | 24,5 | 87,5 | 0,4 | 24,0 |
| 40 | 9,9 | 0,3 | 10,9 | 5,6 | 78,8 | 48,5 | - | 29,6 | 21,9 | 15,4 | 85,5 | 0,4 | 33 |
| 41 | 7,8 | 0,7 | 11,6 | 3,6 | 79,9 | 69,3 | - | 23,3 | 42,0 | 6,8 | 71,2 | 0,3 | 11,1 |
| 42 | 12,8 | 0,8 | 9,0 | 4,2 | 77,4 | 53,9 | - | 16,3 | 29,8 | 8,5 | 79,0 | 0,2 | 16,0 |
| 43 | 9,9 | 0,9 | 9,6 | 5,3 | 79,6 | 45,2 | - | 34,2 | 20,5 | 9,6 | 94,7 | 0,3 | 11,0 |
| 44 | 12,7 | 1,9 | 3,7 | 2,8 | 81,7 | 25,5 | - | 29,1 | 45,5 | 14,5 | 57,9 | 0,2 | 6,6 |
| 45 | 12,5 | 0,9 | 4,3 | - | 82,4 | - | 17,8 | 32,8 | 50,0 | 21,9 | 31,2 | 0,2 | 13,8 |
| 46 | 12,4 | 0,7 | 6,3 | 4,5 | 80,6 | 28,9 | - | 35,1 | 36,1 | 28,9 | 76,8 | 0,3 | 19,0 |
| 47 | 12,4 | 0,7 | 6,3 | 4,5 | 80,6 | 28,9 | - | 35,1 | 36,1 | 28,9 | 76,8 | 0,3 | 19,0 |
| 48 | 13,6 | 0,8 | 2,7 | - | 82,9 | - | 4,6 | 73,1 | 26,8 | 34,1 | 38,2 | - | 17,0 |
| 49 | 13,7 | 0,6 | 3,8 | 2,4 | 81,9 | 37,3 | - | 27,1 | 35,6 | 20,3 | 65,7 | 0,6 | 22,8 |
| 50 | 13,9 | 0,3 | 5,2 | 2,4 | 80,6 | 54,3 | - | 27,2 | 18,5 | 24,7 | 88,9 | 0,2 | 46,3 |
| 51 | 9,7 | 0,4 | 10,2 | 5,3 | 79,7 | 48,1 | - | 19,1 | 32,7 | 3,7 | 79,2 | 19,1 | 24,2 |
| 52 | 12,1 | 0,3 | 6,4 | 3,7 | 81,2 | 42,0 | - | 36,0 | 22,0 | 12,0 | 98,9 | 0,2 | 40,3 |
| 53 | 10,0 | 0,3 | 6,9 | 3,2 | 82,8 | 53,2 | - | 10,1 | 36,7 | 7,3 | 46,2 | 0,2 | 33,3 |
| 54 | 9,4 | 1,4 | 4,8 | 2,7 | 84,4 | 43,2 | - | 33,8 | 22,9 | 24,3 | 5,8 | 0,2 | 6,7 |
| 55 | 11,3 | 0,3 | 4,2 | 0,8 | 84,2 | 80,0 | - | 15,4 | 4,6 | 3,1 | 45,5 | 0,1 | 38,3 |
| 56 | 9,9 | 0,6 | 3,5 | 4,2 | 85,9 | 7,3 | - | 18,2 | 74,5 | 10,9 | 50,6 | 0,2 | 16,5 |
| 57 | 8,7 | 0,4 | 5,8 | 3,3 | 85,0 | 43,5 | - | 22,8 | 33,7 | 10,9 | 47,1 | 0,1 | 21,7 |
| 58 | 9,2 | 0,3 | 3,2 | 1,7 | 87,3 | 48,0 | - | 32,0 | 20,0 | 16,0 | 98,6 | 0,1 | 30,6 |
| 59 | 7,0 | 0,9 | 3,5 | 1,3 | 88,6 | 62,9 | - | 14,8 | 22,2 | 11,1 | 58,2 | 0,5 | 7,7 |

ем извести. Лишь часть пород пересыщенных глиноземом оказывается высокоизвестковистой. Повышенная глиноземистость обычно связывается с присутствием светлых слюд, каолинита и других вторичных минералов (Штейнберг, 1964). Для некоторых пород пересыщенных глиноземом такая версия представляется

1. Липарито-дацит (дацит роговообманковый)¹, сел. Баличи (Назаров, 1966);
2. Дацит, сел. Дарбази;
3. Липарито-дацит (дацит), гора Кара-Торпак, (Адамия, Дудаури, 1966);
4. Липарито-дацит роговообманковый, пос. Квемо-Болниси;
5. Альбитофир (альбитофир с фенокристаллами кварца), пос. Квемо-Болниси, (Гогишвили, 1967);
6. Дацит (дацит роговообманковый), пос. Квемо-Болниси, (Назаров, 1966);
7. Трондземит-порфир (плагиогранит-порфир), м-ние Цители-Сопели (Гогишвили, 1969);
8. Дацит (порфирит кварцево-пироксеновый), сел. Поладаури, (Дудаури, 1965);
9. Альбитофир с фенокристаллами кварца), м-ние Маднеули (Харашвили и др., 1964);
10. Липарито-дацит, сел. Баличи;
11. Дацит роговообманковый, сел. Баличи;
12. Альбитофир (альбитофир с фенокристаллами кварца), м-ние Маднеули, (Харашвили и др., 1964);
13. Дацит (дацит роговообманковый), сел. Хачин (Дзоценидзе, 1948);
14. Липарито-дацит роговообманковый, сел. Баличи;
15. Альбитофир, пос. Квемо-Болниси;
16. Гранодиорит-порфир, сел. Баличи;
17. Липарито-дацит (дацит кварцево-биотитовый), сел. Ратевани (Гогишвили, 1967);
18. Ортофир, сел. Ратевани;
19. Липарито-дацит (порфирит кварцевый), Болнисский район (Дудаури, 1965);
20. Ортофир, м-ние Давид-Гареджи;
21. Ортофир, м-ние Давид-Гареджи;
22. Липарито-дацит (дацит роговообманковый), Белый Ключ, (Адамия, Дудаури, 1960);
23. Липарито-дацит (дацит роговообманковый), г. Болниси (Дудаури, 1965);
24. Липарито-дацит (дацит роговообманковый), пос. Квемо-Болниси, (Дудаури, 1965);
25. Туфолава липарито-дацита (туфолава альбитофирового дацита), с. Поладаури (Заридзе и др., 1961);
26. Липарито-дацит роговообманково-биотитовый (дацит роговообманково-биотитовый), пос. Болнис-Хачин (Гогишвили, 1967);
27. Трондземит-порфир, м-ние Цителисопели;
28. Липарито-дацит роговообманковый (дацит роговообманковый), г. Болниси (Адамия, Дудаури, 1960);
29. Плагиогранит (кварцевый диорит), с. Казрети, (Назаров, 1966);
30. Обсидиан, с. Самшвериси;
31. Дацит, с. Баличи;
32. Липарито-дацит, Давид-Гареджи;
33. Альбитофир (альбитофир), Ортопоста, (Заридзе и др., 1961);
34. Гранодиорит-порфир, с. Питарети;
35. Липарито-дацит, Эль-даг;
36. Обсидиан, с. Мушевани;
37. Липарито-дацит (дацит), Тетри-Цкаройский район, (Чикоидзе, 1938);
38. Липарито-дацит, Давид-Гареджи;
39. Альбитофир, Цители-Сопели;
40. Альбитофир, с. Баличи;
41. Альбитофир, пос. Квемо-Болниси;
42. Липарито-дацит (альбитофир), Сарачло, (Дудаури, 1965);
43. Альбитофир, с. Питарети;
44. Туфолава липарита, с. Мушевани;
45. Туфо-

¹ В скобках авторское название породы.

лава липарито-дацита, с. Мушевани; 46. Липарито-дацит (альбитофир), Болнисский район, (Дудаури, 1965); 47. Липарито-дацит (альбитофир), Болнисский район, (Дудаури, 1959); 48. Липарит (кварцевый альбитофир), Болнисский район (Дудаури, 1959); 49. Липарит (кварцевый альбитофир), с. Поладаури, (Дудаури, 1965); 50. Альбитофир (альбитофир), м-ние Цители-Сопели (Гогшвили, 1967); 51. Альбитофир (альбитофир кварцевый), Квемо-Болниси, (Гогшвили, 1967); 52. Трондземит-порфир, (кварцевый диорит), Болнисский район, (Назаров, 1966); 53. Липарит, с. Ратевани; 54. Липарит, Давид-Гареджи; 55. Липарит (кварцевый порфир), Бедианка (Гогшвили, 1969); 56. Фельзит-порфир, с. Мушевани; 57. Альбитофир, м-ние Маднеули; 58. Альбитофир, с. Баличи; 59. Обсидиан, с. Мушевани.

возможной для других же, не испытывавших изменения, мы склонны пересыщенность глиноземом связать с гиаллиновой основной массой. По крайней мере для образцов № 30 и № 36. (табл. 2)¹ представляющих собой оптически изотропные стекла с редкими вкрапленниками совершенно свежих кристаллов плагиоклаза и кварца, такое допущение представляется вполне обоснованным¹. Из рис. 1 следует, что по содержанию щелочей и кальция наряду с существенно натриевыми (альбитофиры) и натри-кальциевыми (дациты) детально изученными ранее (Дзоценидзе, 1948; Киласония, 1954; Заридзе и др., 1961; Дудаури, 1965; Назаров 1966; Саркисян и др., 1971), широко распространены натри-калиевые (липариты, липарито-дациты) и калиевые породы (близкие к ортофирам). Толща в целом содержит всю гамму кислых пород от существенно натриевых до преимущественно калиевых, что наглядно иллюстрируется на рис. 2.

Породы натри-калиевого и кали-натрового составов по распространенности, видимо, не намного уступают породам существенно натриевым - альбитофирам. Макроскопически они сходны, однако первые характеризуются несколько более яркой красно-красной окраской и фиолетовым оттенком. Липариты без вкрапленников кварца с хорошо выраженной трахитовой структурой при беглом просмотре шлифов могут быть приняты за андезитовые порфири-ты. Видимо этим объясняется, что широкое распространение богатых калишпатом пород до последнего времени оставалось не выявленным.

Породы липаритового состава (кварцевые порфиры) с кварц-калишпатовым базисом и пертитовым ортоклазом в верхнемеловой толще юго-восточной Грузии впервые были описаны Г.С. Дзоценидзе (1948). Позже кислые породы с преобладанием окиси ка-

¹ Предрасположенность некоторых вулканических стекол образовываться при гидротермальном перерождении минералы с повышенным содержанием глинозема (Гогшвили, 1969) по всей видимости связано с их первичной высокоглиноземистостью.

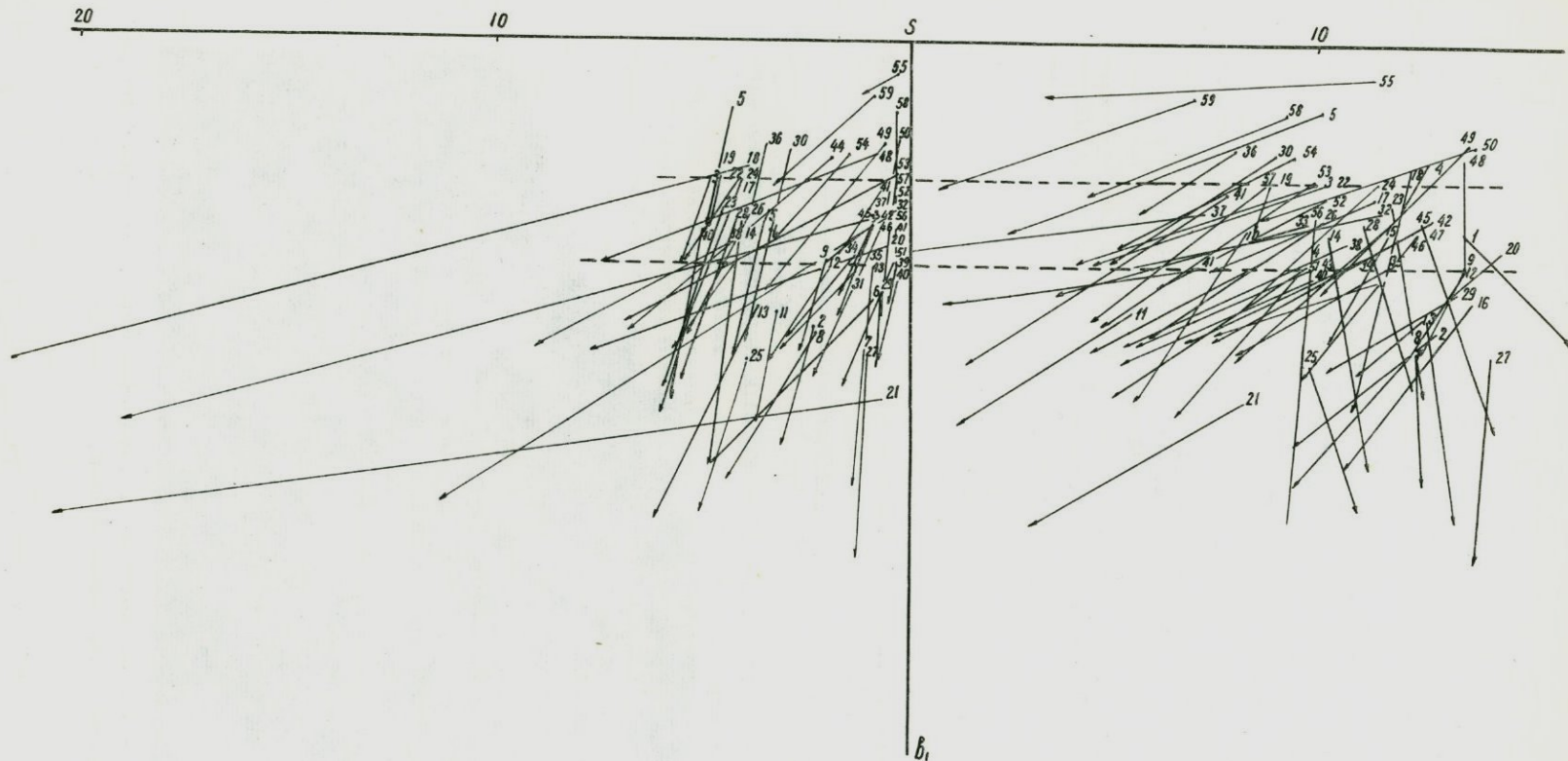


Рис. 1. Диаграмма химических составов кислых пород верхне-меловой вулканогенной толщи (горизонтальными пунктирными линиями разграничены поле липаритов, липарито-дацитов и дацитов).

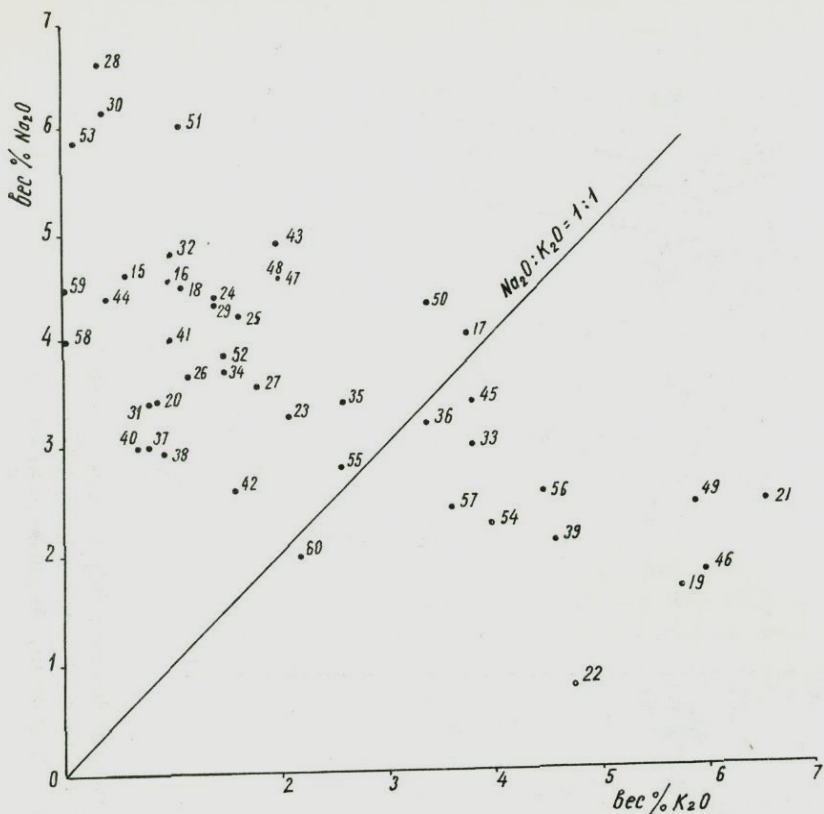


Рис. 2. Соотношение щелочей в кислых породах вулканогенной толщи верхнего мела.

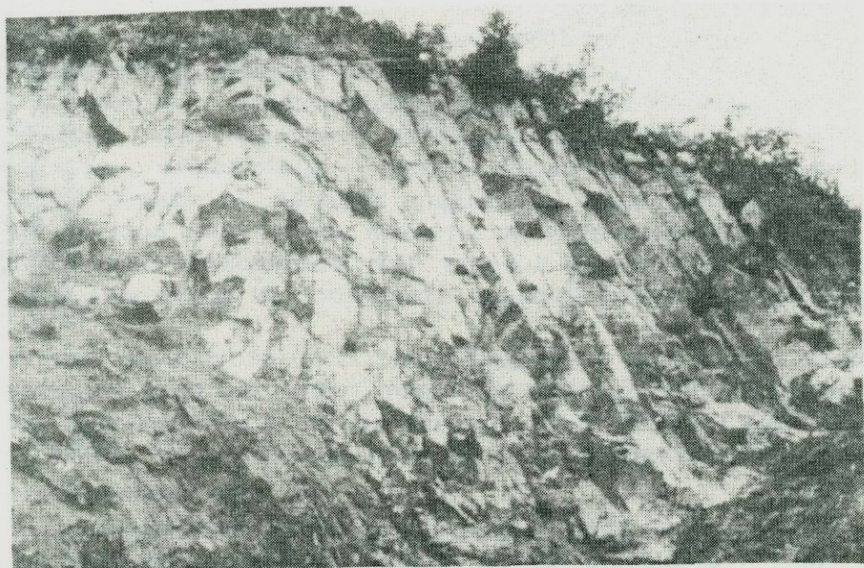


Рис. 3. Поток окрестностей г. Горюшты вдоль железнодорожного полотна Казрети-Болниси.

лия над окислом натрия были описаны О.З. Дудаури (1962)¹ и В.Г. Гогшвили (1969).

Липаритами сложены дайки, некки, силлы, покровы и пласты вулканитов лавовой (потоки, покровы, экструзии) игнимбритовой и субвулканической фаций. Последние характеризуются столбчатой и призматической отдельностью.

Многие тела альбитофиров, показанные на геологических картах оказались липаритовыми и липарито-дацитовыми порфирами, а также ортофирами.

Подобно альбитофирам, в липаритах, липарито-дацитах и ортофирах выделяются разности с вкрапленниками кварца и без них (базокварцевые липариты или трахилипариты). Вкрапленники плагиоклаза от альбита до андезина, величиной до 3-4 мм иногда образуют гломеропорфировые прорастания. Наряду с прямой зональностью (внутренняя - P1 № 50, внешняя - P1 № 45) устанавливается обратная зональность (внутренняя - P1 № 23, внешняя - P1 № 32). Фенокристаллы калишпата представлены анортоклазом, реже ортоклазом пертитового строения.

В дацитах, дацито-липаритах и липарито-дацитах биотит и роговая обманка, а иногда и пироксен, присутствуют главным образом, во вкрапленниках, изредка и в основной массе. В отличие от них липариты (и альбитофиры) являются существенно лейкократовыми породами. Вкрапленники биотита и роговой обманки характерны для разновидностей с соотношением натрия к калию близком к единице (нормальные липариты). Разности же существенно натриевые или преимущественно калиевые в основном лишены таких вкрапленников. Упомянувшиеся предыдущими исследователями альбитофиры с вкрапленниками биотита, по всей вероятности, относятся к нормальным липаритам.

Трахилипаритовые порфиры в виде покровов и экструзий обнажены на барито-полиметаллическом месторождении Давид-Гареджи и Мушевани. Ими сложены экструзивные купола и дайки между с.с. Гантиади и Вослеби, купол горы Ель-даг с кольцевыми дайками, дайки горы Кочуло и Хачиная.

На месторождении Давид-Гареджи и в окрестностях горы Горюшты обнажен мощный поток роговообманково-пироксенового трахилипаритового порфира, выполняющего ложбины, неровности и корытообразные углубления (рис. 3) и характеризующийся веерообразной и столбчатой отдельностью, перпендикулярной к горизонтальной поверхности потока.

Появление в кислых породах вкрапленников биотита, как правило, связано с увеличением вкрапленников кварца и отклонением липаритового состава к липарито-дацитовому. Указанные породы, обнажающиеся в окрестностях сел. Диди-Дарбази, Акаурта, Фахрало, у г. Болнисси, на правом склоне р. Поладаури и в окрестностях сел. Мушевани и Ратевани, ранее описывались под названием кварцево-биотитовых порфиритов². На месторожде-

¹ Под названием кварцевых альбитофиров.

² Видимо из-за отсутствия химических анализов.

нии Давид-Гареджи и Мушевани они образуют покровы и дайки северо-восточного простирания, лакколито- и штокообразные тела со столбчатой и параллелипедальной отдельностью. Характерной особенностью этих пород является изменчивость состава в пределах одного покрова или сидла от нормальных липаритов до липарито-дацитов с преобладанием калия над натрием (скв. 105, 106 и др. месторождения Давид-Гареджи). При резком увеличении соотношения K/Na порода соответствует ортофирам в которых преобладают вкрапленники калишпата, хотя встречаются и афировые их разности. Самостоятельных тел ортофиров не известно; ими сложены апикальные части трахилипаритовых и липарито-дацитовых покровов в окрестностях горы Горюшты и Карквети, а также цемент, а иногда и обломки кластолав, вскрытых скв. 106, 106а на месторождении Давид-Гареджи. В кластолавах, в отличие от цементирующих трахилипаритов, обломки ортофировой лавы характеризуются бурой окраской.

На медно-полиметаллическом рудопроявлении Дарбази апикальная часть покрова трахилипаритового порфира, представлена пористой стекловатой породой типа пемзы, со слабо девитрифицированной бурой калишпатовой массой, по химизму также отвечает ортофиру. Калишпатовая основная масса, как-бы наступает на вкрапленники кислого плагиоклаза, частично замещая их. Идентичные по химизму породы были вскрыты также скв. № 472 на глубине 490 м. В них редкие вкрапленники представлены: резорбированными, местами растасканными вкрапленниками кварца ($d - 2-3$ см), альбитом, изогнутыми табличками биотита и опацизированной роговой обманкой. В основной массе калишпат образует многочисленные сферолиты и их колонии иногда до 3 см в диаметре. Они нередко раздроблены и сцементированы девитрифицированной основной массой калишпатового состава.

Участки, обогащенные калием наблюдаются в апикальных частях дацитовых куполов, выступающих вблизи сел. Ратевани и на горе Карквети. В окрестностях последней в липаритах, окаймляющих тело дацита, устанавливаются шлироподобные обособления розового цвета нескольких см в поперечнике, нацело сложенные калишпатом.

Среди кислых по составу пород широко распространены стекловатые разности липаритов: фельзиты, фельзит-порфиры, обсицианы, перлиты и пемзы, которые пространственно тяготеют к апикальным частям лавовых фаций (экструзии и покровы), а также к спекшимся туфам и туфолавам. Породы характеризуются хорошо выраженной флюидалностью, тонкой полосчатостью, обусловленной чередованием разноцветных плотных и пористых полос. Фельзиты и фельзит-порфиры при увеличении количества пор до 40-50%, приобретают пемзовый облик (рис. 4). В изученных обнажениях фельзиты встречаются и в периферических частях интрузивов в ассоциации с магматическими брекчиями. Ими сло-

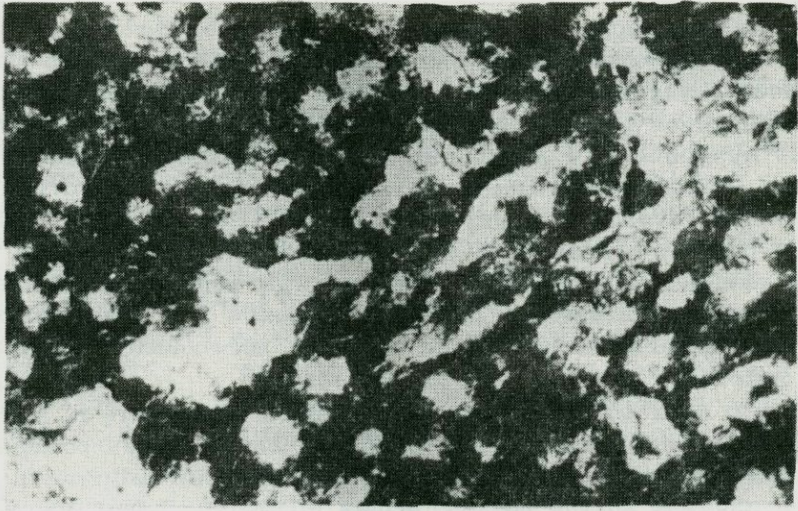


Рис. 4. Пемза липаритового состава из с. Мушевани. Ник. 11 Ув. 100х.

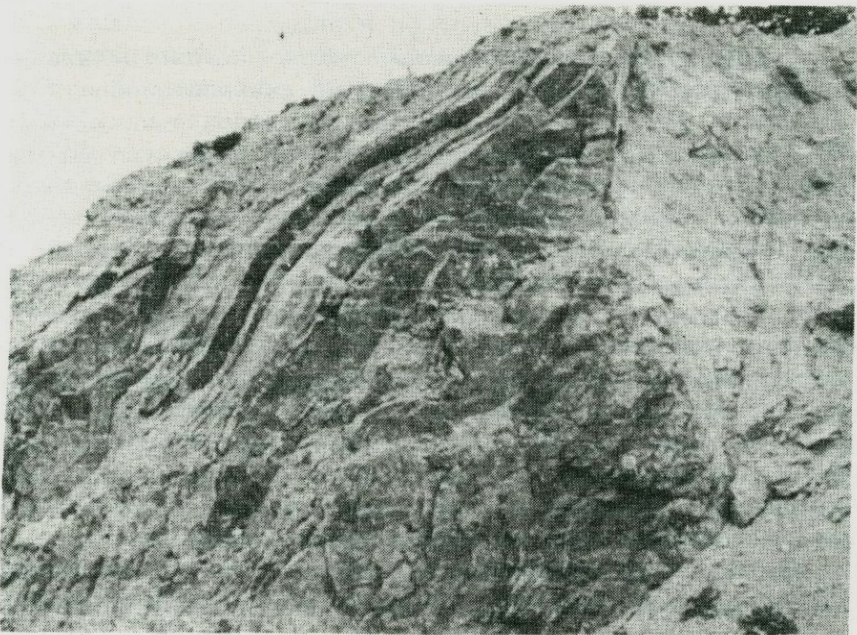


Рис. 5. Экструзия фельзит-порфира на Маднеульском месторождении.

жены экструзии и покровы окрестностей села Мушевани, гор Карквети, Ель-даг, Кочуло, Хачиная, Евшандага, а также экструзивное тело на карьере Маднеульского месторождения (рис. 5).

Свежие кислые вулканические стекла в изученной толще считались редкостью (Гогишвили, 1967). Однако, как это сейчас выяснилось, они встречаются довольно часто. На поверхности вулканические стекла обнажены в окрестностях горы Карквети где они приурочены к апикальным частям покрова массивного липарита, облекающего экструзивные неки идентичного состава. Аналогичные стекла вскрыты скв. № 407 (Самцвериси) и скв. № 461 (Мушевани). Окраска их меняется от черной — типа смоляного камня в центральной части тел, до коричневой с краснорубрым оттенком в кровле, подошве покровов и в зальбандах секущих тел. Иногда встречаются желтые, зеленовато-серые разности в туфах и туфолавах в виде "нашлепок" и ветвящихся прожилок. Блеск всех стекол стеклянный, излом раковистый. Апикальные части излившихся тел часто представлены брекчированными каймами. Брекчированность, видимо, релаксирует напряжение которое возникает между затвердевшей призальбандовой частью и еще пластичной ядерной частью внедрившейся массы. Стекла содержат редкие литофазы с $d=0,3-0,4$ мм с жемчужным блеском, а иногда и редкие вкрапленники кварца, плагиоклаза и пироксена, погруженные в изотропную массу с $N_{ср}=1,492\pm 0,001$ и хорошо выраженной перлитовой отдельностью. Судя по показателю преломления в отмеченных стеклах содержится около 71% кремнекислоты.

В ряде случаев наблюдается слабая раскristаллизация вдоль различно ориентированных трещин и перлитовой отдельности. Иногда в них обнаруживаются редкие вкрапленники кварца, кислого андезина, основного олигоклаза¹ и пироксена (с $N_g=50^\circ$) частично замещенного роговой обманкой, альбитом, апатитом и магнетитом. Размер вкрапленников не превышает 0,05 мм. Количество кварца достигает 2,22%, плагиоклаза 5%, а пироксена менее 0,5% объема породы. Альбит и магнетит иногда образуют самостоятельные скопления или развиваются совместно по овальным и шестигранным участкам, напоминающим контуры железо-магнезиальных минералов. В некоторых контурах видны призматические пластинки водяно-прозрачного альбита, образующего шахматную структуру. По содержанию кремнекислоты и щелочей (табл. 1 ан. 30, 36, 59) вулканические стекла характеризуются липаритовым и липарито-дацитовым составом, но несколько повышенное значение СаО приближает их к дацитам.

В описанных вулканических стеклах запечатлено несколько процессов выравнивания состава. В целом породы неравновес-

¹ Плагиоклазы разного состава, установленные в пределах одного шлифа, определены на столике Федорова.

ны: во вкрапленниках совместно представлены андезин и альбит, пироксен частично замещен роговой обманкой, а последний — альбитом и магнетитом. Все это указывает на отсутствие равновесия между вкрапленниками и гиаллиновой основной массой.

Липариты, липарито-дациты и дациты характеризуются наличием своих гипабисальных аналогов в виде субвулканических образований. Альбитофирам соответствуют плагиогранит-порфиры или трондземит-порфиры, вскрытые на глубине 250 м в скв. № 3 (Цители-Сопели). В них вкрапленники, представленные альбитом высоких номеров и кварцем, погружены в микропегматитовую основную массу, состоящую из кварц-альбитовых сростков. Аналогами липаритов являются гранит-порфиры, установленные при бурении в скв. № 417 на глубине 410 м около села Питарети, а липарито-дацитов — гранодиорит-порфиры, установленные в скв. № 23 и 22 на рудопоявлении Баличи. В указанных породах калишпат представлен анортоклазом, а плагиоклаз — олигоклазом.

При петрографическом изучении пород часто возникают сомнения относительно первичности калишпатов. В некоторых случаях наблюдаются четкие структуры замещения альбита калишпатом. Так например, в липарито-дацитах, обнаруженных в ущелье р. Орсакдрисис-хеви, на Давид-Гареджи и Мушевани и горы Горюшты присутствуют свежие вкрапленники анортоклаза и биотита, а плагиоклаз замещен криптопертитовым калишпатом. В других случаях, как отмечалось выше, богатая калишпатом основная масса замещает вкрапленники не только плагиоклаза, но и кварца. При этом иногда появляются новообразования кварца на что было обращено внимание Г.М. Заридзе и др. (1961) и О.З. Дудаури (1965).

K/Ar возраст кварцевых порфиров р. Кддеисис-Цкали равен 61–91 млн лет. Однако М.М. Рубинштейн (1967), выполнивший эти определения, воздержался от синхронизации пород с позднемеловым вулканизмом, считая что для верхнемеловой толщи не характерны кислые породы, богатые калием. В свете изложенного для подобных сомнений нет оснований.

Породы дацитового состава встречаются в виде гипабисальных, субвулканических и эффузивно-экструзивных образований. В ранних исследованиях под таким названием описывались исключительно первые — куполовидные, лакколитоподобные или штокообразные тела порфировидной структуры с полнокристаллической основной массой. Если не считаться с традицией, роговообманковые и роговообманково-биотитовые дациты Болнисского района следовало бы называть кварцево-диоритовыми порфиритами или гранодиорит-порфирами и сохранить название "дациты" или "дацитовые порфириты" для их химических аналогов лавовой фации (покровов и экструзий).

Не останавливаясь на петрографическом описании гипабисальной фаций дацитов, детально изученных О.З. Дудаури (1965),

коснемся лишь вопроса их возраста и взаимоотношения с липаритами. Исходя из широкого распространения в верхнемеловой толще лавовых и пирокластических фаций, сходных по составу с куполовидными телами дацитов, наиболее естественно отнести последние к верхнемеловому возрасту, как это принято многими исследователями (Заридзе, Татришвили, 1947; Дзоценидзе 1948; Казахашвили, 1949; Киласония, 1954; Гогишвили, 1967).

Г.А. Адамия, О.З. Дудаури (1960) и Ю.И. Назаров (1966) среди кварцевых порфиритов-дацитов выделяют три разновозрастные группы: верхнемеловые - кварцево-биотитовые порфириты, палеоценовые - роговообманковые дациты и нижнеоценовые - роговообманково-биотитовые дациты.

Основная аргументация этих исследователей сводится к следующему:

1) По химическому и минеральному составу эти породы проявляют большое сходство с дацитовыми пирокластолитами палеоцен-нижнеоценовой свиты, развитыми в сопредельной Тетрицкаро-Асуретской зоне.

2) В верхнемеловой вулканогенной свите отсутствуют вулканы роговообманковых и роговообманково-биотитовых дацитов, что не позволяет рассматривать их в качестве корней позднемелового вулканизма.

3) Дацитовое тело сел. Самшвилде внедрено в нижнекампанские известняки и вулканы основного состава. Стратиграфически выше в пределах отложений верхнего мела продукты вулканизма не известны.

4) Дацитовые тела, как и вся дацитовая толща палеогена, отличается от верхнемеловой свиты сравнительной свежестью.

Проведенные авторами исследования показали, что в верхнемеловой вулканогенной толще не редки покровы и пирокластолиты, близкие по химизму и минеральному составу к роговообманковым, роговообманково-биотитовым и биотитовым дацитам. В частности, на рудопроявлении Мушевани в скв. № 80 вскрыт покров роговообманково-биотитового дацита (липарито-дацита) и почти все гранулометрические разности относительно свежих пирокластолитов, включая и агломератовые туфы, аналогичного минерального состава.

Правда, в лавах и пирокластолитах иногда фемические минералы не так обильны, как в куполовидных телах дацитов, но это не может служить препятствием для их синхронизации. Согласно экспериментальным исследованиям и геологическим наблюдениям, минералы, содержащие гидроксильную группу, возникают в условиях высокого давления воды. Следовательно, по содержанию этих минералов субвулканические тела должны отличаться от покровных образований идентичного химического состава (гетероморфизм). Вулканологам известно немало примеров несоответствия минерального состава субвулканических тел синхронных ву-

лканитов (Мархинин, 1959 и др.). Продукты вулканизма встречаются и в отложениях верхнего кампана. Не исключено, что дацитовое тело с. Самшвилде внедрилось с некоторым запозданием после ослабления эксплозивного вулканизма. Понятие "субвулканическая порода" допускает такую трактовку.

Ряд дацитовых тел с гидроксилсодержащими вкрапленниками и витрофировой основной массой залегают в туронской толще. Наличие витрофировых структур свидетельствует о формировании этих пород в близповерхностных условиях. В конце позднего мела в период ларамийской складчатости выше, по-видимому, залежала толща мощностью не менее 1,5 км, и поэтому наличие витрофировых структур исключает возникновение этих тел в процессе ларамийской складчатости.

В так называемых "роговообманковых дацитах" сел. Капанахи и Ратевани, впервые описанных П.Ф. Киласония (1954) и детально изученных О.З. Дудаури (1965), встречается и биотит в виде отдельных редких вкрапленников и даже шлировых обособлений, что ставит под сомнение возрастное расчленение дацитов по минеральному составу. Химические анализы дацитов, приведенные выше показывают, что роговообманковые дациты по составу идентичны роговообманково-биотитовым (Дудаури, 1965). Данное обстоятельство так же указывает на то, что все разновидности дацитов являются производными одной магмы и их минералогические различия, видимо, следует связать с различными условиями формирования субвулканических тел.

И, наконец, о кайнотипном облике дацитов. При наличии в районе даже свежих вулканических стекол верхнемелового возраста, кайнотипный облик дацитов не может быть доводом их послемелового возраста. Они, аналогично крупным телам альбитофиров, только в зонах повышенной трещиноватости изменены до пород типа березитов (Гогишвили, 1967). Макроскопически свежие разности указанных пород затронуты процессами цеолитизации, карбонатизации, серицитизации и хлоритизации. Цеолитизация в штокообразных телах дацитов неоднократно отмечалась и в ранних исследованиях (Заридзе и др., 1961; Дудаури, 1965). Рентгенометрическое изучение показывает, что в них чаще встречаются натролит, леонгардит и стильбит (табл. 3). В лавовых фациях дацитов и липарито-дацитов установлены также морденит и клиноптилолит¹.

¹ Смотрите статью В.Г. Гогошвили и др. настоящего сборника.

Таблица 3

Результаты рентгенометрического определения цеолитов из верхнемеловых
дацитов

| | Стильбит | | | | | | Натролит | | | | | | Леонгардит | | | | | | | |
|----|----------|-----|----|---------|----|----|----------|-----|----|-------|----|----|------------|-----|----|-------|----|----|-------|----|
| | d/n | I | | d/n | I | | d/n | I | | d/n | I | | d/n | I | | d/n | I | | d/n | I |
| 1 | (10,0) | 52 | 24 | 2,480 | 10 | 1 | (7,35) | 32 | 24 | 2,445 | 16 | 1 | 11,8 | 25 | 24 | 3,140 | 27 | 47 | 1,875 | 6 |
| 2 | 9,1 | 90 | 25 | 2,455 | 8 | 2 | 6,6 | 100 | 26 | 2,305 | 10 | 2 | 11,5 | 28 | 25 | 3,08 | 13 | 48 | 1,860 | 6 |
| 3 | 5,37 | 11 | 26 | 2,345 | 13 | 3 | 5,88 | 59 | 26 | 2,270 | 9 | 3 | (10,4) | 55 | 26 | 3,019 | 43 | 49 | 1,842 | 8 |
| 4 | 5,26 | 16 | 27 | 2,310 | 5 | 4 | 5,25 | 23 | 27 | 2,205 | 27 | 4 | 9,6 | 86 | 27 | 2,940 | 8 | 50 | 1,819 | 4 |
| 5 | 5,15 | 14 | 28 | 2,270 | 5 | 5 | 5,10 | 23 | 28 | 2,170 | 6 | 5 | (7,6) | 26 | 28 | 2,875 | 32 | 51 | 1,790 | 4 |
| 6 | 4,65 | 47 | 29 | 2,240 | 5 | 6 | 4,75 | 84 | 29 | 2,065 | 7 | 6 | 7,2 | 22 | 29 | 2,789 | 18 | 52 | 1,753 | 7 |
| 7 | (4,48) | 39 | 30 | 2,221 | 7 | 7 | 4,62 | 70 | 30 | 2,030 | 7 | 7 | 6,81 | 86 | 30 | 2,695 | 8 | 53 | 1,696 | 4 |
| 8 | 4,28 | 24 | 31 | 2,200 | 5 | 8 | 4,40 | 80 | 31 | 1,988 | 7 | 8 | 6,20 | 8 | 31 | 2,620 | 9 | 54 | 1,622 | 11 |
| 9 | 4,05 | 100 | 32 | 2,160 | 3 | 9 | 4,22 | 64 | 32 | 1,945 | 7 | 9 | 5,58 | 4 | 32 | 2,570 | 23 | 55 | 1,585 | 5 |
| 10 | 3,72 | 24 | 33 | 2,121 | 6 | 10 | 4,19 | 49 | 33 | 1,900 | 7 | 10 | 5,22 | 9 | 33 | 2,515 | 14 | 56 | 1,560 | 11 |
| 11 | 3,52 | 12 | 34 | 2,095 | 9 | 11 | 3,940 | 25 | 34 | 1,807 | 13 | 11 | 5,04 | 18 | 34 | 2,430 | 31 | 57 | 1,527 | 4 |
| 12 | 3,483 | 15 | 35 | 2,060 | 13 | 12 | 3,625 | 30 | 35 | 1,750 | 11 | 12 | 4,71 | 33 | 35 | 2,380 | 7 | 58 | 1,516 | 12 |
| 13 | 3,380 | 33 | 36 | (2,015) | 11 | 13 | 3,33 | 18 | 36 | 1,722 | 5 | 13 | (4,57) | 29 | 36 | 2,355 | 20 | 59 | 1,484 | 4 |
| 14 | 3,350 | 30 | 37 | 1,889 | 6 | 14 | 3,234 | 45 | 37 | 1,653 | 7 | 14 | 4,48 | 26 | 37 | 2,305 | 4 | 60 | 1,470 | 6 |
| 15 | 3,178 | 32 | 38 | 1,819 | 24 | 15 | (3,180) | 45 | 38 | 1,626 | 7 | 15 | 4,16 | 100 | 38 | 2,260 | 10 | 6 | | |
| 16 | 3,019 | 80 | 39 | 1,775 | 8 | 16 | 3,070 | 23 | 39 | 1,612 | 8 | 16 | (3,86) | 20 | 39 | 2,230 | 4 | | | |
| 17 | 2,570 | 11 | 40 | 1,727 | 6 | 17 | 2,985 | 15 | 40 | 1,465 | 7 | 17 | 3,77 | 18 | 40 | 2,205 | 8 | | | |
| 18 | (2,820) | 10 | 41 | 1,660 | 4 | 18 | 2,922 | 48 | | | | 18 | 3,65 | 40 | 41 | 2,170 | 10 | | | |
| 19 | 2,765 | 42 | 42 | 1,637 | 3 | 19 | 2,89 | 98 | | | | 19 | 3,52 | 84 | 42 | 2,145 | 23 | | | |
| 20 | 2,700 | 12 | 43 | 1,600 | 4 | 20 | 2,85 | 86 | | | | 20 | 3,39 | 25 | 43 | 2,074 | 6 | | | |
| 21 | 2,592 | 12 | 44 | 1,586 | 11 | 21 | 2,605 | 7 | | | | 21 | 3,354 | 29 | 44 | 2,040 | 5 | | | |
| 22 | 2,556 | 22 | 45 | 1,548 | 9 | 22 | 2,580 | 14 | | | | 22 | 3,260 | 50 | 45 | 1,980 | 7 | | | |
| 23 | 2,500 | 8 | 46 | 1,430 | 6 | 23 | 2,470 | 12 | | | | 23 | 3,180 | 51 | 46 | 1,947 | 15 | | | |

Взаимоотношение кислых пород и последовательность их форми- рования

Пространственная приуроченность липаритовых порфиров и альбитофиоров к дацитам давно замечена и нашла отражение на крупномасштабных геологических картах. Взаимоотношения этих пород нами изучены на восточной окраине сел. Ратевани и в окрестностях с. Бослеби. Здесь выяснилось, что переходы между дацитами и липаритовыми порфирами постепенные, либо тектонические. Их взаимного пересечения не наблюдается.

Дацитовые тела часто расположены в чехле липаритов, мощность которого достигает 100 и более метров. Постепенный переход между дацитами и альбитофирами на примере Баличского купола был описан Н.И. Канделаки еще в 40-х годах. В дальнейшем этот факт не получил соответствующего объяснения и вопрос соотношений между дацитами и альбитофирами остался полемичным.

Постепенные переходы между дацитами и липаритами устанавливаются у колхозного рынка г. Болниси. Во многих местах они осложнены тектоническими нарушениями — мелкозернистые дациты в приконтактной части приходят впритык со стекловатыми розовато-красными липаритами. Тектонические нарушения контролируют цеолитизацию, карбонатизацию и слабую аргиллизацию, иногда с минерализацией киновари ¹.

На участке Ратевани в апикальной части дациты постепенно сменяются липаритовыми порфирами. Переход макроскопически типичных дацитов к липаритам осуществляется на расстоянии 2-3 м, мощность же липаритов достигает 15 м. Апикальная часть липаритовых порфиров на контакте с вмещающими андезитобазальтами сложена стеклом. Между стекловатой каймой и липаритом порфировой структуры устанавливается магматическая брекчия внедрения показывающая, что в какой-то момент возникновения породы движения имели место между застывшей (закаленной) периферической частью и еще не полностью застывшей, но вязкой ядерной частью. На плоскости скольжения располагаются ориентированные округлые и эллипсоидальные обломки липаритовых порфиров, сцементированные липаритовой же массой. Завихренность и почти вертикально расположенная флюидальность последнего создает впечатление вертикального движения. В описанных случаях липаритовый расплав, как-бы выступает в роли "родовой жидкости" дацита: благодаря ей, видимо, осуществляется движение вверх дацитовой, частично закристаллизованной и поэтому вязкой магмы.

¹ Впервые обнаруженной А.А. Чехани

С установлением постепенного перехода липаритовых порфиров и альбитофиров в дациты, вопрос их возрастного взаимоотношения отпадает; дациты и липаритовые порфиры представляются продуктами кристаллизационной дифференциации, происшедшей после внедрения липарито-дацитового плава в верхнемеловую толщу.

Обращает на себя внимание, что тектонические нарушения, устанавливаемые между дацитовыми телами и липаритами, непостоянны по ориентации. Они кулисообразно замещают друг друга, как бы облекая дацитовую залежь. Это позволяет допустить синвулканическое (синмагматическое) происхождение указанных нарушений.

Постепенные переходы между дацитами и липаритами наблюдаются не всегда. Порой внедрение липарита предшествует дациту. На горе Хачиная обнажено вытянутое в широтном направлении штокообразное магматическое тело, мощностью 16 м. Структура породы порфировая. Вкрапленники до 0,2 см в поперечнике представлены кварцем, андезином и альбитом. Фельзитовая основная масса в апикальной части сменяется полнокристаллической в центральной. Кристаллы андезина зональные и нередко частично замещены щелочными полевыми шпатами. При этом не возникают какие-либо продукты деанортитизации. Данную породу следует рассматривать, как промежуточную между кварцевым альбитофиром и дацитом. Совместное нахождение андезина и альбита в пределах одного магматического тела, свидетельствует об общности происхождения исходной магмы кварцевых альбитофиров и дацитов.

В северном лежащем боку данного штокообразного тела залегает дайка базокварцевого липаритового порфира широтного простирания, мощностью около 2 м (рис. 6). Породы характеризуются мясо-красной до бурой окраской и порфировой структурой. Вкрапленники в ней представлены ортоклазом, альбитом и кварцем. Содержание последнего около 10%. Железomagнезиальные минералы отсутствуют. Основная масса трахитовой структуры, состоит из мельчайших вытянутых по направлению флюиальности вкрапленников и лейстов полевых шпатов, погруженных в стекловатую основную массу, обильно пропитанную сыпью магнетита и гематита (рис. 7). Структурные взаимоотношения показывают, что липаритовый порфир внедрился первым, а дацит (кварцевый альбитофир) следовал вдоль висячего бока дайки, но ввиду высокой вязкости кислой магмы, насыщенной вкрапленниками, он проявил лишь тенденцию линейной ориентации. В основании возвышенности в лежащем боку дайки липаритового порфира обнажена мощная пачка плохо отсортированных псаммо-псефитовых спекшихся туфов липаритовых порфиров с крупными (до 10-15 см) обломками лав аналогичного состава. В этом случае магма липаритового состава несколько опережает липарито-дацитовую, но те-

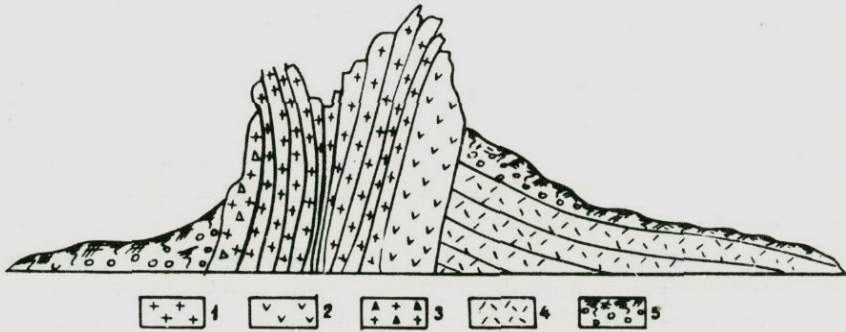


Рис. 6. Зарисовка обнажения на горе Хачин-чая. 1 - дацит (кварцевый альбитофир); 2 - дайка липаритового порфира; 3 - брекчия внедрения; 4 - туфы липаритового порфира; 5 - наносы.

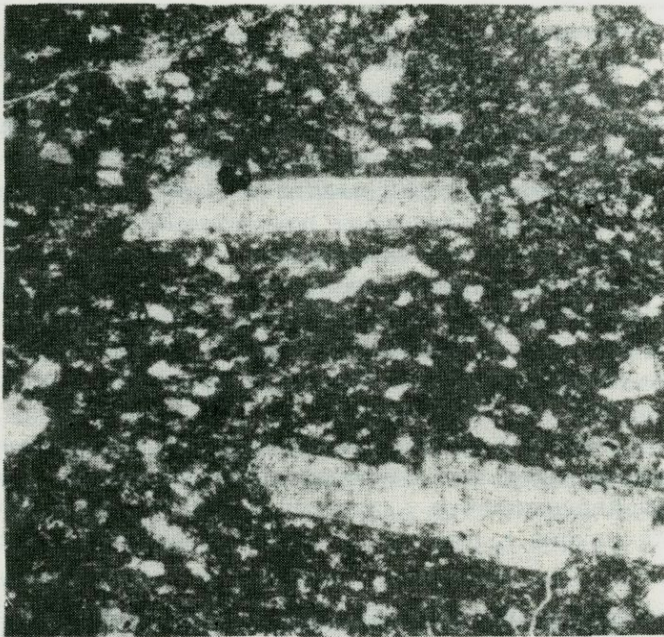


Рис. 7. Флюиальность липаритового порфира, подчеркнутая вытянутостью вкрапленников плагиоклаза и трахитовой структурой основной массы. Ник.+ Ув. 60х.

да сложенные ими контролируются единым разрывным нарушением и надо думать, что они близки по времени внедрения.

Из вышеизложенного можно заключить, что дациты, липарито-дациты и липариты связаны между собой постепенными переходами и соответствующие им магмы, по всей вероятности, представляют продукты единого процесса. Устаиваемое иногда чередование во внедрении, отнюдь, не отражает общую последовательность их формирования.

Некоторые вопросы генезиса кислых вулканогенных пород

При рассмотрении генезиса верхнемеловых кислых пород за основу принимается постепенный переход между дацитами и липаритами.

Структурно-текстурные особенности дацитовых тел показывают, что их кристаллизация была завершена в условиях субвулканических глубин. Вместе с тем наличие вкрапленников биотита и роговой обманки свидетельствует о начале кристаллизации на абиссальных глубинах¹. Таким образом, в процессе становления дацитового тела осуществился резкий переброс магмы из абиссальных глубин в субвулканические. Потери тепла при этом могут быть восполнены теплотой кристаллизации и температура магмы может оставаться постоянной, или даже несколько повышаться, если учесть низкую теплопроводность вмещающих пород, особенно в условиях низких геотермических градиентов, характерных при вулканизме.

Магма, потерявшая летучие в изотермических условиях, окажется "переохлажденной" по отношению к тем минералам, кристаллизация которых была начата в абиссальной магматической камере. Температура кристаллизации щелочных полевых шпатов в таких условиях долго не будет достигнута; перегретая остаточная липаритовая жидкость постепенно отжимается от интерстиций и накапливается в апикальных частях дацитового ядра или покидает ее при наличии благоприятных структур. В результате дацитовая залежь может оказаться в чехле липаритового плава и при наличии магматического напора приобрести способность перемещаться вверх.

Таким образом, липаритовые породы и дацитовые купола нами рассматриваются как дифференциаты липарито-дацитовой магмы, которая расщепляется в процессе мгновенного переброса из абиссальных глубин в субвулканические и резкого понижения да-

¹ Согласно экспериментальным данным Л.Б. Нагапетяна (1969) по кристаллизации дацитовых расплавов биотит и роговая обманка возникают при $P_{H_2O} > 1000$ атм. (около 3% содержания H_2O при температуре 800-900° С), что соответствует глубине не менее 3-4 км.

вления летучих в изотермических условиях. Этот механизм не может быть распространен на все липаритовые породы рассматриваемой толщи. Для исходной магмы биотит-и амфиболсодержащих липаритов необходимо допустить глубинное происхождение. Соответствующие этим породам липаритовые магмы могли возникнуть в процессе кристаллизации основных плавов в качестве "остаточной жидкости". Отношение $Na_2O:K_2O=1$, свойственное некоторым липаритам, и его выдержанность хорошо согласуется с таким допущением.

С точки зрения изложенного механизма удовлетворительно объясняются следующие особенности дацитов и липаритов:

1. Липариты в отличие от дацитов не содержат ксенолитов фундамента (гнейсов, кварцевых диоритов и др.), отмеченных многими исследователями и детально описанных О.З. Дудаури (1965). Липаритовый плав возникает в верхнемеловой толще и может содержать обломки пород только этой толщи.

2. Взаимоотношение между дацитами и липаритами часто осложнены разрывами различного простирания. Они возникают между дацитовой залежью и липаритами, а также в самих липаритах вдоль закаленной приальбандовой части. В аспекте предложенного механизма указанные нарушения могли возникнуть при движении липаритового вязкого плава, зажатого между закристаллизованным дацитовым ядром и закаленной периферической каймой.

3. Постепенные переходы между дацитами и липаритами, а также отсутствие единой последовательности внедрения выступают как следствие изложенного механизма.

Вывод о магматическом происхождении липаритов, в том числе альбитофиров и ортофиров, ставит нас перед большими трудностями: подобные составы не могут возникнуть путем гибридизма и ассимиляции. Ни одна известная в регионе порода не может привести к преобразованию известково-щелочной магмы в плавы альбитофирового или ортофирового состава. Происхождение кислых пород существенно натриевых или существенно калиевых путем фракционной кристаллизации также сомнительно, если учесть результаты экспериментального изучения системы альбит-ортоклаз-кварц. В процессе фракционной кристаллизации остаточные жидкости меняют свой состав, приближаясь к изобарному тройному минимуму, расположенному в центральной части диаграммы альбит-ортоклаз-кварц. Если альбитофир и ортофир, нанести на тройную диаграмму, то они расположатся вблизи линии альбит-кварц и калишпат-кварц и лишь нормальные липариты займут место, принадлежащее остаточным дифференциатам.

С.И. Иванов (1963), рассматривая происхождение альбитофиров Урала пришел к выводу, что "... современная петрология не знает механизма, который объяснил бы зарождение таких (альбитофирных) магм" и поэтому он склонен считать их мета-

соматическими образованиями. Такого же взгляда придерживаются В.П. Логинов (1965), Т.В. Дианова (1958) и Г.А. Курицина (1958).

М.Х. Батти (1963), изучивший вопрос генезиса кератофи-
ров¹ на примере Новозеландской спилито-кератофировой формации, был довольно категоричен: "кератофиры не могут рассматриваться ни как продукты особой, богатой натрием магмы, ни как образования, возникшие в результате сильного привноса щелочей". По мнению этого исследователя кератофиры – обычные липариты, в которых при погружении произошло перераспределение щелочей и кремния с образованием пород, состав которых характеризуется отклонением в сторону одной или другой щелочи по сравнению с нормальными риолитами. Эти породы он считает "фацией слабого метаморфизма"². При этом М.Х. Батти не дает объяснения отмеченному им факту сохранения в данных породах свежих вулканических стекол. Как будет показано ниже, этот невероятный факт с точки зрения экспериментальных работ по относительной стабильности стекол и кристаллов в гидротермальных условиях, нельзя считать неуязвимым и с геологических позиций. Во многих толщах не только со слабым, но и умеренным метаморфизмом, присутствуют липаритовые породы без признаков перераспределения щелочей. Так например, породы верхнепалеозойской толщи на Храмском массиве, несмотря на неоднократное погружение (в лейасе, байосе, мелу), сохранили нормальный липаритовый состав и лишены всяких признаков перераспределения щелочей (Гогишвили, 1969).

Если большинство исследователей альбитофиры верхнемеловой толщи, как альбитофиры Урала и других регионов, считают породами метасоматическими, возникшими из средних и основных пород путем наложенных процессов альбитизации, то в прежних работах были высказаны иные взгляды (Додин, 1953; Грушевой, 1941). Считалось, что альбитофиры представляют собой дифференциаты кислой гранитовой магмы, излившейся после застывания интрузивов и, следовательно, тесно с ними связаны. Но взгляд этот в настоящее время видимо не имеет приверженцев. Между тем метасоматические представления о генезисе альбитофиров не могут объяснить следующих геолого-петрологических их особенностей:

а. В толще вулканитов пестрого состава нередко встречаются маломощные (2–5 м) согласные (покровы, силлы) и секущие тела, а также обломки альбитофиров. Трудно понять, почему

¹ Под кератофирами он понимает липаритовые породы с различным соотношением калия и натрия.

² Аналогичного взгляда придерживается В.П. Челюков (1971), рассмотревший генезис кварцевых альбитофиров Урала.

процесс метасоматоза не проявился и во вмещающих вулканитах? Альбитизация должна активно проявиться вдоль проницаемых участков, какими являются контактовые плоскости; в действительности этого не наблюдается. Отмеченные права не исключают автометасоматического генезиса альбитофиров.

б. В альбитофирах обычно устанавливается широкое распространение фельзитовой и витрофировой основной массы. Стекло представляет метастабильное состояние вещества, избыточная свободная энергия делает его высокореакционноспособным. При процессах метаморфизма стекло раньше и легче всех других составляющих породы претерпевает изменение. Экспериментальные работы по гидротермальной обработке вулканических стекол (Гогшвили и др., 1968) показали, что в щелочных растворах, в условиях гидротермальной шкалы Т и Р стекло перекристаллизовывается за несколько часов, тогда как время, требуемое для преобразования полевых шпатов измеряется месяцами. Витрофировое вещество метасоматическим путем не может возникнуть. Альбитофиры с витрофировой структурой основной массы не могли образоваться ни путем наложенного метасоматоза, ни путем автометасоматоза.

в. В альбитофирах часто отсутствуют следы вторичного преобразования; внутри контуров полевых шпатов иногда представлен монокристаллический свежий, или слабо помутневший альбит без продуктов сопутствующих деанортитизации. Трудно представить, что деанортитизация плагиоклаза средних и высоких номеров с привнесением одних (Na, Si) и выносом других (Ca и Al) элементов прошла бы бесследно.

В случаях, гидротермально измененных пород, например пропилитов, альбитизация сопровождается кальцитом, хлоритом и другими вторичными продуктами. Встречается и "пятнистая" альбитизация. В процессе метасоматоза возникают кварцево-альбитовые и кварцево-адуляровые породы, которые при беглом просмотре шлифов можно принять за альбитофиры и ортофиры. Можно думать, что основой для возникновения взгляда о метасоматическом происхождении альбитофиров послужило внешнее сходство между альбитофирами и кварц-альбитовыми метасоматитами. Альбиты из альбитофиров и кварцево-альбитовых метасоматитов отличаются друг от друга по содержанию калия (табл. 4). Повышенное содержание последнего в альбите из альбитофира фиксируется на дифрактограммах по величине отражения 201 достигающего 4,05Å. Кроме того, в метасоматитах никогда не наблюдается фельзитовая и витрофировая основная масса.

Таким образом, остается признать первично-магматическое происхождение альбитофиров. Аргументы в пользу магматического происхождения этих пород распространяемы и на породы богатые калием. В ортофирах основными носителями калия являются анортитоклаз, реже ортоклаз, образующие вкрапленники, микролиты и сферолиты, а также стекло. Первичность стекла очевидна; пер-

Таблица 4

Химический состав альбитов

| ОКИСЛЫ | 1 | | 2 | | 3 | |
|--------------------------------|--------|---------------|--------|---------------|-------|---------------|
| | вес % | атом. кол. | вес % | атом. кол. | вес % | атом. кол. |
| SiO ₂ | 66,94 | 1115 | 67,22 | 1119 | 63,63 | 1060 |
| Al ₂ O ₃ | 19,24 | 377 | 16,55 | 325 | 21,20 | 416 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,68 | 008 | 4,32 | 054 | 2,16 | 026 |
| FeO | | | 0,21 | 003 | | |
| TiO ₂ | | | 0,70 | 009 | | |
| P ₂ O ₅ | | | 0,07 | | | |
| MnO | | | 0,05 | | | |
| CaO | 0,42 | 007 | 0,89 | 016 | 0,80 | 014 |
| MgO | 0,18 | 005 | 0,34 | 008 | 1,82 | 045 |
| K ₂ O | 1,36 | 029 | 0,49 | 009 | 0,50 | 010 |
| Na ₂ O | 10,18 | 330 | 7,96 | 256 | 8,00 | 258 |
| SO ₃ | | | 0,27 | 004 | | |
| п.п.п. | 1,20 | 134 | 1,30 | 144 | 1,44 | 160 |
| Влага | 0,16 | 018 | 0,50 | 056 | 0,10 | 012 |
| Сумма | 100,36 | | 100,87 | | 99,59 | |

1. Альбит из кварцевого альбитофира Цительсопельского месторождения; 2. Гидротермальный альбит с примесью кварца и рудного минерала, Дарбазское медно-полиметаллическое рудопроявление; 3. Альбит из альбитофира, частично замещенный каолинитом и хлоритом, Цительсопельское месторождение.

вичность же калишпата часто вызывает сомнение. Однако процесс калишпатизации кислых плагиоклазов резко отличается от гидротермальной калишпатизации, широко развитой в верхнемеловой толще (Гогишвили, Гогишвили, 1968). В последнем случае возникают водяно-прозрачные кристаллы моноклинного адуляра, практически без примеси натрия ($d_{201}=4,24\text{\AA}$) с ромбическими очертаниями, которые постоянно сопровождаются серицитом, гидрослюдой, каолинитом, иногда сульфатами кальция и бария и другими минералами типично гидротермального происхождения. Калишпат, замещающий кислый плагиоклаз липаритов, представлен калишпат-пертитом. При этом в породе не устанавливаются минералы гидротермального происхождения. Калишпат-пертит в качестве замещенного минерала служит индикатором высокотемпературности замещения. Процесс должен был иметь место при температурах выше сольвуса, т.е. до полного застывания расплава. Эту высокотемпературную калишпатизацию мы рассматриваем в качестве продукта ионнообменных реакций, которые должны были иметь место между вкрапленниками и жидким расплавом, богатым калием.

Изложенное позволяет заключить, что в верхнемеловой толще наряду с альбитизированными и адуляризированными породами широко развиты альбитофиры и ортофиры магматического происхождения¹. Это типичный случай петрографической конвергентности.

Кислые породы богатые натрием или калием являются дифференциатами липарито-дацитовый или дацито-липаритовой магмы. Последняя могла возникнуть при анатексисе пород палеозойского фундамента, состав которого в отношении щелочей и определяет натриевую или калиевую их природу. В лаконичную фразу Барта (1956) "... разнообразие гранитоидов определяется осадочными процессами" - вложена именно такая мысль. Если анатексису подвергаются породы богатые натрием, то кислые выплавы окажутся обогащенными этим элементом. В качестве примера можно представить анатексис авгит-лабрадоровых порфиритов байоса периферии Локского кристаллического массива, в которых содержание натрия и калия равно соответственно 6,36% и 1,04 (среднее из 7 анализов, опубликованных Р.А. Чихрадзе, 1965). При анатексисе таких пород первые выплавы будут богаты натрием и их кристаллизация в условиях эффективной кристаллизационной дифференциации приведет к плаву альбитофирового состава. Сказанное можно проиллюстрировать на примере химического состава липарито-дацитового стекла (табл. 1 ан. 36), в которое погружены вкрапленники андезина (5%), кварца (2,2%), и пироксена (0,5%). Если вычесть из химического анализа состав вкрапленников, то состав гиаллиновой основной массы будет отвечать альбитофиру.

¹ Г.С. Дзоцендзе (1948) также допускает магматический генезис некоторых альбитофиров в вулканогенных толщах Грузии.

Вместе с тем представляется, что многие из описанных липаритов, обогащенные натрием или калием формировались при дифференциации липарито-дацитового расплава. Неоднородность многих липаритовых пород в отношении содержания щелочей и наличие в них кварц-калишпатовых шлиров, позволяют предположить, что в субвулканических глубинах, в условиях изотермической кристаллизации, остаточные плавы натриевого и калиевого состава селективно отделяются и не всегда полностью смешиваются друг с другом. Физико-химические аспекты предполагаемого механизма остаются не расшифрованными, но с его геологическим значением мы, видимо, должны считаться.

Магматические очаги, питающие эффузивный вулканизм, зарождаются и отмирают. Магмы возникают в результате плавления пород под влиянием инъекций перегретой магмы, в связи с возрастанием скорости теплового потока, либо в результате глубокого погружения. Каким бы путем они не возникали, первые выплавы должны быть богаты щелочами и кремнеземом. Однако для низов вулканогенных толщ не характерен такой состав. Это основное возражение против гипотезы дифференциального плавления базальтоидного субстрата, как источника магм, питавших вулканизм. Согласно этой гипотезе первыми должны формироваться наиболее кислые дифференциаты, вулканогенные же толщи чаще всего начинаются базальтами (Кузнецов, 1964).

Имеем ли мы основания требовать, чтобы последовательность, наблюдаемая в разрезах вулканогенных толщ совпадала с последовательностью образования плавов? Ведь не известно, что происходит с возникшим расплавом до излияния его на поверхность Земли. Отсутствие кислых дифференциатов в низах разрезов может быть следствием разбавления первых кислых выплавов более основными. Каков будет результат, если на фоне общего погружения отдельные небольшие блоки будут отставать? Под ними, вероятно, возникает некоторая депрессия давления, вследствие чего к таким участкам устремляются кислые плавы из-под соседних погружающихся блоков. В результате в пределах этих блоков, в отличие от соседних, появятся продукты кислой магмы. При поступательных нисходящих движениях всего региона низы разреза должны быть сложены преимущественно базальтами и андезитами, что и наблюдается в действительности. В пределах же блоков с тенденциями воздымания или стабилизации следует ожидать накопления кислых выплавов. Рассмотрим некоторые аспекты геологического строения региона с этой точки зрения.

3. Вулкано-тектоническая природа Болнисского прогиба и его бло- ковое строение

Район проведенных исследований входит в состав Артвино-Болнисской глыбы (Гамкрелидзе, 1957), являющейся северо-западной частью Сомхитско-Карабахской зоны Малого Кавказа. Эта крупная тектоническая единица сформировалась в средней юре (Кахадзе, 1947, Твалчрелидзе, 1961) или в позднем мелу (Гамкрелидзе, 1957; Габриелян, 1959) в результате развития эвгеосинклинального прогиба, наложенного на байкальское складчатое ос-нование.

Последующая история развития характеризуется следующими основными событиями (Дзоценидзе, 1964):

1. Зарождение геосинклинальной зоны в начале лейаса и формирование терригенной свиты мощностью до 700 м.
2. Воздымание в конце лейаса и новое погружение в начале байоса; формирование вулканогенной свиты спиллито-порфири-товой формации мощностью до 3500 м.
3. Складчатость в бате и формирование гранитоидов.
4. Погружение (неповсеместное) в поздней юре и возникно-вание терригенно-вулканогенной (основной и средней по составу) толщ, общей мощностью до 800 м.
5. Складчатость в конце поздней юры и образование грани-тоидов.
6. Сеноманская трансгрессия, формирование верхнемеловой вулканогенной свиты преимущественно средне- и кислого соста-ва мощностью до 3000 м.
7. Складчатость в конце позднего мела¹.
8. Среднеэоценовая трансгрессия и формирование вулканогенной свиты средне-основного состава, мощностью до 1200 м.
9. Воздымание в конце среднего эоцена с преобразованием значительной площади в область денудации.

Послесреднеэоценовое погружение смежных геосинклиналей (Аджаро-Триалетской, Амасия-Акеринской) и наземный вулканизм в неогене и антропогене (Схиртладзе, 1958) мало влияли на ход геологического развития региона.

В перечисленных событиях для нас особого интереса заслуживает вулканизм, проявившийся в Болнисском прогибе (в Маднеули-Поладаурской подзоне), вслед за сеноманской трансгрессией.

Болнисский позднемеловой прогиб, как и другие подобные

¹ Первое поднятие фиксируется в верхнем сантоне, за которым следует погружение, сопровождающееся накоплением однооб-разной карбонатной толщи кампана - дания.

на Малом Кавказе, рассматриваются в качестве наложенных (Габриелян, 1959) или краевых (Дзоенидзе, 1964), возникших на стадии перестройки структурного плана региона. Согласно Е.Е. Милановского (1964) позднемеловое прогибание на Малом Кавказе следует отнести к раннеорогенному этапу развития.

Широкое распространение наземных и прибрежных фаций в толще верхнего мела и их петрохимические особенности резко отличает позднемеловой вулканизм от геосинклинального.

Исследования последних лет показали, что в Болнисском прогибе продукты основного и кислого вулканизма разобщены в пространстве. В пределах одних участков развиты преимущественно средние и основные вулканиты, тогда как в других — кислые.

По широкому распространению кислых пород в виде наземных, прибрежных, лавовых и субвулканических фаций в Болнисском прогибе Маднеули-Поладаурской подзоны четко выделяется Маднеульский блок, расположен между Поладаурским и Дарбазским блоками (рис. 8). В последних кислые породы развиты преимущественно в виде субвулканической фации; Граница между блоками проводится по смене преимущественно кислых вулканитов Маднеульского блока средними и основными породами смежных блоков. Знаменательно, что отмеченные границы в общих чертах совпадают с тектоническими разломами, выявленными при аэрофотосъемке (Скипин, Аистов, 1971). Блоки фиксируются также при использовании метода геоморфологического анализа (Орлова, 1968), который позволяет выделить блоки и более низкого порядка. Так, например, оказалось, что Маднеульское и Давид-Гареджинское месторождения расположены в пределах одного "микроблока". Блоковое строение довольно четко фиксируется и на геофизических картах Маднеули-Поладаурской подзоны. Представляется, что формирование различно ориентированных коротких складок, столь характерных для верхне-меловой вулканогенно-осадочной толщи (Гамкредидзе, и др., 1965) связано с перемещениями отдельных блоков относительно друг друга.

В районе с.с. Кизил-Килиса и Сафарло Маднеульский блок перекрыт четвертичными лавами; с севера и северо-востока он граничит с Тетрицкаро-Асуретской подзоной, на востоке — с Марнеульской зоной погружения.

Имеющиеся в нашем распоряжении микрофаунистические определения возраста вулканитов верхнего мела в пределах Маднеульского месторождения (участок Баличи, скв. 39), и барито-полиметаллического месторождения Давид-Гареджи (скв. 77), позволяет предположить, что возраст вулканитов Маднеульского блока поднимается не выше турона. Отсюда следует, что он приподнят относительно Дарбазского блока и Тетрицкаро-Асуретской подзоны, в пределах которых развиты сантонские и более молодые образования.

Кислый состав вулканитов, широкое распространение назем-

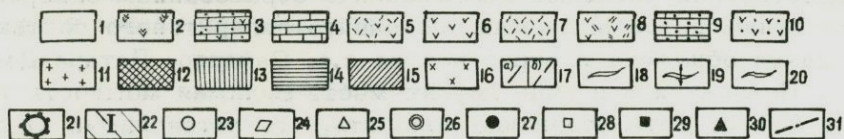
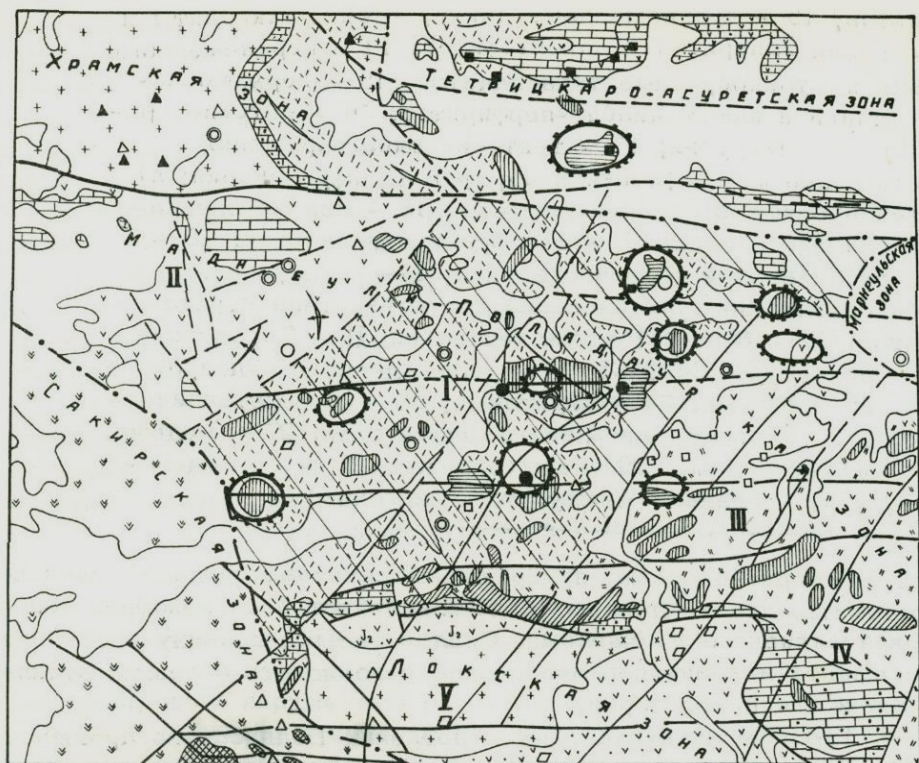


Рис. 8. Схематическая структурно-геологическая карта Юго-Восточной Грузии (по В.В. Надирадзе и Ю.И. Назарову) с дополнениями авторов).

1 - постсреднеэоценовые терригенные и наземно-вулканогенные образования; 2 - среднеэоценовая вулканогенная толща базальт-андезитового состава; 3 - палеоцен-нижнеэоценовые вулканогенно-карбонатно-терригенные образования; 4 - верхнекампан-датская карбонатная формация; 5 - 8 - верхнесеноман-нижнекампанская; 5 - базальт-андезит-липаритовая формация; 6 - базальт-андезитовая субформация; 7 - липаритовая субформация; 8 - базальт-андезит-дацитовая субформация; 9 - нижнесеноманская терригенно-карбонатная формация с вулканогенной составляющей базальт-липаритового состава; 10 - ниже-среднеюрские терригенно-вулканогенные образования; 11 - докембрий-нижнепалеозойские граниты и метаморфические образования; 12 - среднеэоценовые дайки андезитов и ба-

зальтов; 13 - верхнемеловые дайки, штоки, лакколиты и экструзии липаритов и альбитофиров; 14 - верхнемеловые дайки и штокообразные тела дацитов; 15 - верхнемеловые дайки и штоки диабаз-порфиритов; 16 - батские гранитоидные интрузии; 17 - тектонические нарушения с учетом данных геофизики и аэрофотодешифрирования; а) установленные б) предполагаемые; 18 - оси антиклиналей линейного типа; 19 - оси брахиантиклиналей; 20 - оси антиклиналей покровного типа; 21- установленные и предполагаемые вулканические постройки типа стратовулканов; 22 - блоки: I - Маднеульский, II - Дарбазский, III - Поладаурский; 23-30 - месторождения и рудопроявления: 23- ртутные; 24 - баритовые; 25 - полиметаллические; 26 - медно-барито-полиметаллические; 27 - медные; 28 - железорудные; 29 - марганцевые; 30 - молибденитовые; 31 - граница между рудными зонами.

ных, кратерно-озерных, прибрежно-морских фаций дают повод предположить, что тенденцию воздымания этот блок приобрел еще в период активного вулканизма. Следовательно, причину дробления фундамента и возникновения блоков надо искать в самом вулканизме и его предистории.

Туронскому вулканизму в пределах Болнисского прогиба предшествовали активные извержения с образованием однородной пачки игнимбритов выдержанного дацито-липаритового состава. Эта пачка обнажена в окрестностях с.с. Сафарло, Патара-Дманиси, с. Поладаури и в ряде других мест. Видимая мощность ее более 100 м. Есть основание полагать, что интенсивный эксплозивный вулканизм в верхнем сеномане и дробление фундамента близки во времени.

Пытаясь связать дробление коры с вулканизмом, мы исходим из следующих фактов:

1. Турон-сантонскому вулканизму, продукты которого контрастно распределяются по отдельным тектоническим блокам, предшествовали мощные извержения игнимбритовых лав кислого состава видимо возникших при анатексисе коры.

2. Структурные единицы выделяемые в рассматриваемом регионе (блоки, поднятия, подзоны) дискордантны между собой. Следовательно, возникновение этих структур не связано с региональными тектоническими движениями векториальными по природе. Силы, приведшие к дроблению фундамента, видимо, должны иметь другое происхождение.

Поиски логических связей между этими выводами приводят к теории обрушения с удалением магматической "поддержки", выдвинутой Вильямсом (Williams, 1941). Истечение огромной массы игнимбритов, возникших за счет пород коры, по-видимому, сопровождается обрушением и возникновением различно ориенти-

рованных блоков со специфичными особенностями турон-сантонского вулканизма.

С точки зрения изложенного Болнисский прогиб может быть рассмотрен как вулcano-тектоническая депрессия. Такого рода структуры, как это известно из литературных источников (Лу-чицкий, 1971), имеют широкое распространение.

Слабым местом в этой теории может показаться допущение возникновения в коре на значительной глубине, огромных участков с пониженными значениями давления; логичнее представить, что на таких глубинах, всякие напряжения легко релаксируются пластическими деформациями. Однако подразумевается практически мгновенное истечение огромных масс кислой магмы. Иначе говоря, в основе обрушения лежат не равновесные, а кинетические аспекты явления. В этом и заключается принципиальное отличие механизма образования вулcano-тектонических депрессий от обычных суффозионных, как это было показано на примере хорошо известной грузинским геологам Кумысской депрессии (Джанелидзе, 1955), где слои пород, как-бы изогнуты внутри депрессии, что могло произойти в процессе медленного прогибания.

Можно думать, что обрушение и возникновение вулcano-тектонической депрессии определяется не только гравитационными силами, но и нарушением распределения массы вещества между корой и мантией, в связи с истечением кислой магмы, что неизбежно вызовет процесс, направленный на выравнивание этих нарушений между корой и мантией.

Заключение

Изложенные выше петрологические особенности и анализ закономерностей размещения кислых вулканитов региона, позволяет обосновать следующие основные выводы:

1. В верхнемеловой вулcanoгенной толще Южной Грузии базальт-андезит-липаритовой формации кислые породы представлены известково-щелочной серией от дацитов до липаритов. По содержанию щелочей среди последних наблюдается вся гамма пород от существенно натровых (альбитофиры или натровые липариты) до преимущественно калиевых (ортофиры или калиевые липариты).

2. Апикальные части ряда субвулканических тел (Ратевани, Бослеби, Баличи) сложены липаритами. Постепенный переход между дацитовым ядром и липаритовым чехлом часто осложнен синвулканическими, либо более поздними разрывами. Дациты и липариты представляют собой дифференциаты липарито-дацитовой магмы. Она впервые проявилась в начале верхнего сеномана в виде мощной (более 100 м) монотонной мощной пачки спекшихся туфов, по всей вероятности, в качестве продукта анатексиса коры, спровоцированного предшествующим подкорovým андезитобазальтовым вулканизмом.

3. Дифференциация липарито-дацитового магмы, видимо, имела место после мгновенного переброса из абиссальных в субвулканические глубины. В этих условиях потеря летучих должна была привести к перегретому состоянию (по крайней мере в начале), а кристаллизация — протекать в изотермических (или в адиабатических) условиях. По мере кристаллизации дацитового ядра остаточный кислый плав "выжимался" и накапливался в апикальных частях.

4. Альбитофиры и ортофиры относятся к породам магматического происхождения. Возникновение расплава, обогащенного окислом натрия или калия, возможно обусловлено составом пород, подвергшихся анатексису. Однако можно допустить селективное отделение остаточных плавов, богатых натрием или калием в процессе изотермической кристаллизации липарито-дацитового магмы. Для липаритов с вкрапленниками биотита роговой обманки, и соотношением натрия к калию примерно равным одному, можно допустить формирование из остаточного плава, возникшего при фракционной кристаллизации основной магмы.

5. Верхнемеловой кислый вулканизм протекал синхронно с андезито-базальтовым. Однако в центральной части Маднеули-Поладаурской подзоны кислые породы в виде наземных и прибрежных фаций в парагенезисе с кратерно-озерными отложениями, лахарами и пизолитовыми туфами, резко преобладают над породами иного состава. Это послужило основанием для выделения Маднеульского блока с тенденциями воздымания в процессе верхнемелового вулканизма. Границы блока, намеченные по петрографическим признакам, примерно совпадают с разломами, установленными аэрофотосъемкой и геофизическими методами.

6. Болнисский меловой прогиб представляется как вулканотектоническая депрессия, возникшая в верхнем сеномане. Согласно микрофаунистическим определениям в центральной ее части в пределах Маднеульского блока на поверхность выступают нижне- и верхнетуронские образования. Все месторождения и значительные проявления меди, свинца, цинка и барита сосредоточены в пределах этого блока.

ЛИТЕРАТУРА

- Адамия Ш.А., Дудаури О.З. О нижнепалеогеновом дацитовом вулканизме Юго-Восточной Грузии. Сообщ. АН СССР, т. XXIУ, № 4, 1960.
- Барт Т. Теоретическая петрология. Изд. И.Л., Москва, 1956.
- Батти М.Х. Щелочной метасоматоз и петрология кислых кератофилов. В кн. "Проблемы палеовулканизма".

Изд. И.Л., 1963.

- Габриелян А.А. Основные вопросы тектоники Армении. Изд. АН Арм. ССР, 1959.
- Гамкрелидзе П.Д. Основные черты тектонического строения Грузии. Тр. геол. ин-та АН ГССР, т. X (XV), 1957.
- Гамкрелидзе П.Д. История геологического развития Юго-Восточной Грузии. В кн. "Геологическое строение и металлогения Юго-Восточной Грузии". Изд. "Мецниереба", 1965.
- Грушевой В.Г. Интрузивные породы Армянской ССР (Северная часть Армении и соседний район Грузии). Тр. Грузгеолуправления, вып. II, 1941.
- Гогитшвили В.Г. Гидротермально измененные породы северо-западной части Сомхитско-Карабахской зоны (Малый Кавказ). Формирование месторождений малых глубин. Автореферат докторской диссертации, 1969.
- Гогитшвили В.Г. Гогитшвили Т.Ш. Гидротермальная аргиллизация в верхнемеловой вулканогенной свите Южно-Грузинской рудной области. Тр. КИМС, вып. УП (9), сер. пол. ископ., 1968.
- Гогитшвили Т.Ш. Условия формирования гидротермально измененных пород и руд медно-колчеданных месторождений Цителсопельского рудного поля (Южная Грузия). Автореф. кандид. дисс., 1967.
- Джанелидзе А.И. Генезис Кумисской впадины (на груз. яз.). Тр. геол. ин-та, геол. сер., т. VIII (XIII), 1955.
- Дзоценидзе Г.С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Изд. АН ГССР, 1948.
- Дзоценидзе Г.С. Палеогеновый вулканизм Закавказья и связанное с ним оруденение. В кн. "Закономерности размещения полезных ископаемых". т. 7, Изд. "Наука", 1964.
- Дианова Т.В. Вулканогенные горные породы восточной части Павдинского района. Уральский фил. АН СССР,

- Додин А.А. Геологическое строение Алаверди-Садахлинского района ЗСФСР. Тр. Всес. научно-иссл. ин-та мин. сырья, вып. 88, 1935.
- Дудаури О.З. Петрография субвулканических малых интрузий Болнисского района. Изд. "Мецниереба", Тбилиси. 1965.
- Дудаури О.З. Альбитофиры и кварцевые альбитофиры Болнисского района. Вест. АН ГССР, т. XXVIII, № 1, 1962.
- Заридзе Г.М., Татришвили Н.Ф. Введение в магматическую геологию Грузии. Госгеолтехиздат, 1947.
- Заридзе Г.М., Татришвили Н.Ф., Хмаладзе И.И. Петрография верхнемеловых вулканогенных образований Южной Грузии. Тр. геол. ин-та АН ГССР, сер. мин.-петрогр., т. 6, 1961.
- Иванов С.И. О происхождении кварцевых альбитофиров спилито-диабазовой (спилито-кератофировой) формации Урала. "Магматизм, метаморфизм и металлогения Урала", т. 11, 1963.
- Кахадзе И.Р. Грузия в юрское время. Тр. геол. ин-та АН ГССР, т. III, 1947.
- Киласония П.Ф. Петрография некоторых магматических пород Марнеульского и Болнисского районов, тр. ТГУ, № 52, 1954.
- Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. Изд. "Недра", 1964.
- Курицина Г.А. Геолого-петрографическая характеристика рудовмещающей толщи северной части Красноуральского района. Сб. мат. по петрогр. и геол. (Западной) вулканогенной зоны Восточного склона Среднего Урала. Тр. горно-геол. ин-та, вып. 33, 1958.
- Логинов В.П., Русинов В.А. Серноколчеданные месторождения в вулканогенных толщах четвертичного возраста вулкана Менделеева на о-ве Кунашир. Докл. АН СССР, т. 162, № 1, 1965.

- Лучицкий И.В. Основы палеовулканологии. Изд. "Наука", Москва, 1971.
- Мархинин Е.К. Вулканы острова Кунашир. Тр. Лабор. вулканологии АН СССР, вып. 17, 1959.
- Милановский Е.Е. Некоторые закономерности тектоники и магматизма орогенного этапа развития Альпийского геосинклинального пояса Юго-Восточной Европы и Юго-Западной Азии. В кн. Гималайский и альпийский орогенез (Межд. геол. конгр. XXII сес. Докл. сов. геол. Проб. 11) М., изд. "Недра", 1964.
- Нагапетян Л.В. Кристаллизация гранитоидных расплавов в условиях высокого давления водяного пара. Автореф. канд. диссерт. Москва, 1969.
- Назаров Ю.И. Особенности формирования и прогноз глубинных (скрытых) месторождений медноколчеданной формации Южной Грузии. Изд. "Недра", 1966.
- Орлова А.В. Палеомагматические построения и анализ блоковых структур. Изд. "Недра", 1968.
- Рубинштейн М.М. Аргоновый метод в применении к некоторым вопросам региональной геологии. Тр. геол. ин-та АН СССР, нов. сер., вып. 11, Изд. "Мецниереба", 1967.
- Саркисян С.Ш., Гогшвили Т.Ш., Цквитинидзе Р.К. Палеовулканические постройки Маднеули-Поладаурского рудного района (Южная Грузия). Изв. выс. уч. завед. "Геология и разведка", № 11, 1971.
- Скипин Г.Г., Аистов Л.Н. Основные черты разрывной тектоники центральной части Болнисского района. Тр. КИМС, вып. 1X (II), 1971.
- Схиртладзе Н.И. Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. Изд. АН СССР, Монография, № 8, 1958.
- Твалчредидзе Г.А. Эндогенная металлогения Грузии. Гостехиздат, 1961.

- Челноков В.П. К вопросу о генезисе кварцевых альбитофиров. Ежегодник 1970, ин-та геол. и геохим. им. ак. А.Н. Заварицкого, Свердловск, 1971.
- Чихрадзе Г.А. Некоторые вопросы литологии лейасских и байосских отложений Юго-Восточной Грузии. Мат. по литол. Юго-Восточной Грузии. Тр. геол. ин-та, нов. сер. вып. 3, 1965.
- Штейнберг Д.С. О химической классификации эффузивных горных пород. Тр. ин-та геологии, Уфа, АН СССР, вып. 72, 1964.
- Williams H. Calderas and their origin. Berkley and LOS Angeles, 1941.

Г.М. БЕНИДЗЕ

ДИАБАЗЫ ГОРНОЙ ТУШЕТИИ (СВ ГРУЗИЯ) И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ ИЗМЕНЕНИЯ

На территории Горной Тушетии магматические породы распространены незначительно и представлены диабазами, реже диабазовыми порфиритами. Они относятся к Казбегскому диабазовому поясу, выделенному Л.А. Варданянцем (1935, 1959). Породы залегают в среднелейасских песчано-сланцевых отложениях бассейна р. Пирикители Алазани, к западу увязывающихся с образованиями циклаурской свиты.

Отдельные выходы диабазов нами описаны в окрестностях сел. Гиреви, Парсма, Дартло, Чиго и к востоку в устье р. Андийское Койсу (сс. Шенако и Дикло). По условиям залегания среди них выделяются пластообразные согласные жилы (силлы) и сравнительно редко — дискордантные линзообразные тела и дайки. Простираение их преимущественно субширотное, совпадающее с простираением вмещающих пород и пликативных структур. Они, обычно, характеризуются незначительными мощностями — от первых десятков сантиметра до 5–6 м, иногда до 10–15 м и более. По простираению они прослеживаются от нескольких до сотен метров и реже больше.

Наиболее распространенные силлообразные тела диабазов разлинзованы, будинированы и, как правило, обтекаются глинистыми сланцами, совместно с которыми участвуют в складчатости.

Секущие тела диабазов нами были зафиксированы в районе сс. Парсма-Гиреви на правом склоне р. Пирикители Алазани и в верховьях р. Парсмис-цкали. Первое из них имеет воронкообразную форму, выклинивается по падению, а по восстанию расширяется до 3 м. Простираение его близширотное (СЗ 300°), контактовые плоскости падают с азимутом ЮЗ $205-210^{\circ}$, причем плоскость висячего контакта имеет более крутое падение ($80-85^{\circ}$), чем лежачего ($60-65^{\circ}$). Лежачим контактом направление сланцеватости вмещающих пород (пад. ЮЗ 210° , угол $55-60^{\circ}$) сечется под острым углом. Более значительное угловое несогласие устанавливается между плоскостью висячего контакта и направлением падения слоистости песчано-сланцевых отложений. Однако отмеченное диабазовое тело и вмещающие его глинистые сланцы характеризуются одинаковыми тенденциями общей ориентировки (направления элементов залегания совпадают). Диабазы и вмещающие их

породы рассечены многочисленными разноориентированными прожилками кварца. Последние нередко секут диабазы по всей мощности, проникая также во вмещающие сланцы.

Секущее тело диабаза дайковой формы в верховьях р. Парсмис-цкали характеризуется почти вертикальным падением и извилистыми очертаниями контактовых плоскостей. Простирание его общекавказское ($S3\ 290-300^{\circ}$), мощность достигает 4 м. Нередко тонкие апофизы дайки проникают во вмещающие породы. Дайка сечется разноориентированными тектоническими трещинами. Среди них господствующее положение занимают трещины кливажа, ориентировка которых совпадает с таковой сланцеватости вмещающих пород (пад. ЮЗ 200° , угол 60°).

Магматические породы в районе наших исследований видоизменены столь глубоко, что в них исчезают первичные особенности состава и строения. Они обычно альбитизированы и карбонатизированы. Менее интенсивны процессы окварцевания и хлоритизации. По внешнему виду диабазы резко выделяются на фоне окружающих их песчано-сланцевых отложений кремнисто-серой окраской. В отдельных телах диабазов выявляются сравнительно свежие участки зеленовато-серого цвета с характерной апофитовой структурой. Нередко фиксируются порфиновые и порфировидные разновидности. Главные породообразующие минералы представлены плагиоклазом, хлоритом, карбонатом и кварцем. В виде незначительной примеси наблюдается серицит. Очень редко сохраняется реликтовый пироксен. Из аксессуарных минералов присутствуют ильменит и апатит, из рудных - пирит.

Плагиоклаз (альбит, иногда альбит-олигоклаз) образует вытянутые призматические зерна и лейсты, в расположении которых улавливаются признаки офитовой структуры. Местами крупные индивиды плагиоклаза выделяются в виде фенокристов на фоне мелкозернистой кварц-хлорит-полевошпатовый массы. Обычно плагиоклаз сильно разложен, зерна его частично или полностью замещены карбонатом, кварцем, серицитом и хлоритом.

Первичный темноцветный минерал - авгит - замещается хлоритом. Последний образует ксеноморфные скопления крупных чешуек и самостоятельных бледно-зеленых пластинок. Он слабо плеохроичен, двупреломление низкое, удлинение положительное. Местами в пластинчатых индивидах хлорита сохраняются буроватые зерна биотита, при этом в хлорите наблюдаются плеохроичные дворики.

Нередко в тесной ассоциации с хлоритом отмечается мелкозернистый вторичный кварц с расплывчатыми ограничениями и тонкочешуйчатый серицит.

Карбонат наиболее широко представлен в изученных диабазовых породах в виде псевдоморфоз по первичным минералам или разноориентированных прожилков. Крупные зерна карбоната большей частью характеризуются ромбоэдрическими очертаниями и

корродируют кристаллы плагиоклаза (альбита), иногда замешая их нацело. Часть карбоната, по-видимому, образовалась путем разложения пироксена. В большинстве случаев процессы карбонатизации проявляются очень интенсивно. Отдельные участки диабазовых тел представлены почти однородной карбонатной массой с редкими чешуйками серицита и хлорита, в которой плагиоклаз отсутствует вовсе.

Рентгеновским изучением установлено, что карбонаты исследованных диабазовых пород в основном относятся к кальциту. Наряду с этим отмечается присутствие доломита (слабые линии).

Из аксессуарных минералов в диабазах в значительном количестве присутствуют буроватые зерна ильменита, переходящие в лейкоксен. Гораздо реже встречается апатит, представленный характерными палочками и тонкими иглами. На отдельных участках диабазы обогащены пиритом. Последний представлен в виде вкрапленности крупных ксеноморфных кристаллов, размеры которых иногда достигают 1 см.

Результаты химических анализов диабазовых пород и их карбонатизированных разновидностей приведены в табл. 1. Они показывают широкие вариации в содержании отдельных компонен-

Таблица 1

| Компоненты | Измененные диабазы апо-офитовой структуры | | | Интенсивно карбонатизированные диабазы с реликтовым плагиоклазом | | |
|--------------------------------|---|--------|--------|--|--------|-------|
| | Т-316 | Т-318 | Т-378 | Т-320 | Т-388 | Т-380 |
| SiO ₂ | 54,20 | 52,70 | 49,30 | 49,90 | 45,40 | 44,00 |
| Al ₂ O ₃ | 16,40 | 15,90 | 17,50 | 14,60 | 15,30 | 14,50 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,73 | 2,65 | 4,02 | 2,57 | 3,60 | 2,60 |
| FeO | 9,40 | 10,40 | 8,00 | 9,60 | 8,10 | 8,20 |
| TiO ₂ | 2,16 | 2,38 | 1,92 | 2,16 | 1,76 | 1,68 |
| MnO | 0,02 | 0,14 | 0,08 | 0,10 | 0,10 | 0,25 |
| P ₂ O ₅ | 0,31 | 0,32 | 0,27 | 0,29 | 0,26 | 0,26 |
| CaO | 1,21 | 1,76 | 3,44 | 4,42 | 8,49 | 10,30 |
| MgO | 5,35 | 6,08 | 6,00 | 6,55 | 4,69 | 4,26 |
| Na ₂ O | 3,00 | 3,00 | 3,00 | 2,50 | 3,00 | 2,00 |
| K ₂ O | 0,20 | 0,07 | 0,14 | 0,07 | 0,20 | 0,50 |
| п.п.л. | 4,54 | 4,96 | 6,38 | 7,46 | 9,22 | 11,32 |
| Влага | 0,38 | 0,16 | 0,50 | 0,30 | 0,38 | 0,04 |
| Сумма | 99,90 | 100,52 | 100,55 | 100,52 | 100,50 | 99,91 |

Аналитик Л. Арешидзе, КИМС

тов пород, что, по-видимому, может свидетельствовать о неравномерности проявления наложенных метасоматических изменений.

Проведенными исследованиями установлено, что интенсивность изменений и особенно карбонатизации возрастает от эндоконтактных зон к центральным частям магматических тел. Отмеченное явление хорошо подтверждается на примере дайки диабазы в районе устья р. Лараванис-цкали. Зальбандовая часть дайки представлена сравнительно свежим диабазом апоофитовой структуры. Главными компонентами породы при этом являются призматические индивиды плагиоклаза (альбита) и располагающиеся в промежутках между ними крупные чешуйки хлорита. Подчиненное положение занимают кварц и кальцит. На некотором удалении от эндоконтакта диабазы значительно карбонатизированы и хлоритизированы. Кристаллы плагиоклаза интенсивно корродируются кальцитом и хлоритом, а очень часто образуются их псевдоморфозы. Реликтовая структура при этом сохраняется. Интенсивность изменений постепенно возрастает к центральной части дайки, где наблюдаются наиболее глубокие преобразования - порода полностью утрачивает первичную природу и превращается в хлорит-карбонатную массу со вторичным кварцем и редкими реликтами плагиоклаза. Вариации вещественного состава диабазы от эндоконтакта дайки в сторону ее центральной части, рассчитанные по методу Н.И. Наковника (1958), иллюстрируется табл. 2. Она показывает, что степень миграции компонентов, выраженная привнесом-выносом вещества в граммах на 100 см^3 породы возрастает от зоны контакта дайки к ее центральной части.

Наибольшее значение из числа привнесенных компонентов имеет CaO . Менее значителен привнос MgO и MnO . Определенный интерес представляет наблюдаемое возрастание величины п.п.п. от зальбанда в сторону центральной части дайки, что подчеркивает привнос кристаллизационной воды и углекислоты.

Из внутренних частей дайки выносились SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , Na_2O и K_2O . Привнесом вблизи эндоконтакта дайки и выносом из центральной ее части характеризуются FeO , TiO_2 и P_2O_5 .

На основании приведенных данных можно предположить, что при преобразовании диабазовых тел зоны их контактов не играли роль каналов, подводящих гидротермальные растворы. Из этого следует, что изменения диабазовой породы осуществлялись остаточными растворами, высвобождающимися в процессе кристаллизации основной магмы, следовательно, эти изменения нами рассматриваются в качестве аутометасоматических. При этом, вероятно, имел место сложный многоступенчатый процесс метасоматических превращений диабазы от альбитизации основного плагиоклаза до полного замещения его и образования хлорит-карбонатной породы.

Диабазовые породы Большого Кавказа Д.С. Белянкин (1912,

Таблица 2

| Компо- ненты | Весовые % | | | | Содержание вещества в граммах на 100 см ³ | | | Привнос +, вынос - | |
|--------------------------------|-----------|-------|--------|--------|---|----------|----------|--------------------|---------|
| | А | 1 | П | Ш | 1 | П | Ш | 1-П | 1-Ш |
| SiO ₂ | 50,48 | 54,20 | 52,70 | 49,90 | 15015,40 | 14439,80 | 13273,40 | -573,60 | -1740,0 |
| Al ₂ O ₃ | 15,34 | 16,40 | 15,90 | 14,60 | 4542,80 | 4356,60 | 3883,60 | -186,20 | -659,20 |
| Fe ₂ O ₃ | 3,84 | 2,73 | 2,65 | 2,57 | 656,21 | 726,10 | 683,62 | -30,11 | -72,59 |
| FeO | 7,78 | 9,40 | 10,40 | 9,60 | 2603,80 | 2849,60 | 2553,60 | +245,80 | -50,20 |
| TiO ₂ | 1,45 | 2,16 | 2,38 | 2,16 | 598,32 | 652,12 | 574,56 | +53,80 | -23,76 |
| MnO | 0,20 | 0,02 | 0,14 | 0,10 | 5,54 | 38,36 | 26,60 | +32,82 | +21,06 |
| P ₂ O ₅ | 0,25 | 0,31 | 0,32 | 0,29 | 85,87 | 87,68 | 77,14 | +1,81 | -8,73 |
| CaO | 8,94 | 1,21 | 1,76 | 4,42 | 335,17 | 482,24 | 1175,72 | +147,07 | +840,55 |
| MgO | 5,79 | 5,35 | 6,08 | 6,55 | 1481,95 | 1665,92 | 1742,30 | +183,97 | +260,35 |
| Na ₂ O | 3,07 | 3,00 | 3,00 | 2,50 | 831,00 | 822,00 | 665,00 | -9,00 | -166,00 |
| K ₂ O | 0,97 | 0,20 | 0,07 | 0,07 | 55,40 | 19,18 | 18,62 | -36,22 | -36,72 |
| п.п.п. | 1,89 | 4,54 | 4,96 | 7,46 | 1257,58 | 1359,04 | 1984,36 | +101,46 | +726,78 |
| Влага | - | 0,38 | 0,16 | 0,30 | 105,26 | 43,84 | 79,80 | -61,42 | -25,46 |
| Сумма | 100,00 | 99,90 | 100,52 | 100,52 | 27672,30 | 27542,48 | 26738,32 | -129,82 | -933,98 |
| Объем. вес | - | 2,77 | 2,74 | 2,66 | | | | | |

А - Средний диабаз по Р. Дэли

1 - обр. Т-316 - Сравнительно слабо измененный (альбитизированный) диабаз из зальбандовой части дайки.

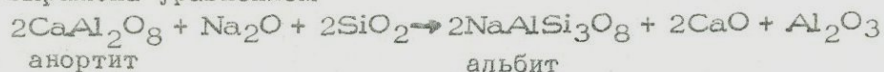
П - обр. Т-318 - Более измененный диабаз на некотором удалении от эндоконтакта.

Ш - обр. Т-320 - Интенсивно измененная, карбонатизированная и хлоритизированная, порода с диабазовым обликом из центральной части дайки.

1914) подразделил на две формации: колотанскую и ассинскую. Колотанская формация представлена пластовыми интрузиями, эффузивами спилитового характера и связанными с ними туфами. В минералогическом отношении для них характерно преобладание кислого плагиоклаза ряда альбит-олигоклаза, свежесть пироксена и хлоритовый метастазис. Ассинская формация представлена исключительно интрузивными диабазами, залегающими в виде даек или пластовых жил и распределенными в толще сланцев на больших площадях довольно равномерно. В данной формации преобладают лабрадоровые диабазы с уралитизированными пироксенами. Позже существование двух типов диабазов было подтверждено Г.С. Дзоценидзе (1948).

По морфологическим особенностям и географическому положению (южная подзона Казбекского пояса) диабазы Горной Тушетии относятся к ассинской формации. Но свежие лабрадоровые разности, как отмечалось, среди них не обнаружены. Наблюдаемое перерождение исследованных диабазов можно объяснить местными факторами, обуславливающими интенсивность проявления процессов аутометасоматических изменений.

Начальным процессом преобразования диабазов является деанортизация плагиоклаза. Согласно Ф.Дж. Тернеру (1949) альбитизация анортита без изменения объема происходит при наличии в гидротермальном растворе Na_2O и SiO_2 и может быть выражена уравнением



Несомненно, отражением этой реакции в нашем случае является наблюдаемый эффект выноса CaO и привноса SiO_2 в альбитизированном диабазе из зальбандовой части дайки по сравнению со средним диабазом Р. Дэли (табл. 2). Освобожденный в результате деанортизации Al_2O_3 , по-видимому, восполняет недостаток глинозема при разложении пироксена и замещении его хлоритом.

Последующий период аутометаморфизма диабазовых пород протекает под знаком насыщения остаточных углекислых растворов CaO и MgO и их активизации. При этом альбитизированный плагиоклаз замещается кальцитом и хлоритом, иногда до полного его исчезновения и, тем самым, в местах наиболее интенсивного проявления известково-магниевого метасоматоза (центральная часть дайки), первичная природа диабазовой породы почти полностью затушевывается.

Приближенно-количественным спектральным анализом в измененных диабазах обнаружены (средние из 20 анализов): медь-0,0065%, цинк-0,0052%, свинец-0,0002%, никель-0,0016%, кобальт-0,0007%, мышьяк-0,003%, хром-0,0034%, ванадий-0,0061%, марганец-0,088%, титан-0,9% и галлий-0,0002%.

Из приведенных данных видно, что основные рудные компоненты (медь, цинк, свинец, кобальт) в отмеченных породах содержатся в пределах кларковых значений (Войткевич, Мирошников и др., 1970) и, следовательно, они не носят следов гидротермальной рудной минерализации. Вообще на рассматриваемой территории отсутствует видимая пространственная и, очевидно, парагенетическая связь медно-пирротиновой и полиметаллической оруденений с диабазами (Бенидзе, Буадзе, 1972).

Эти факты могут служить дополнительным доказательством того, что природа наблюдаемых преобразований диабазов не является аллометаморфической, а соответствует ранней постмагматической (автометасоматической) стадии.

На контакте с пластовыми жилами и дайками диабаза вмещающие породы осветлены, уплотнены и слабо ороговикованы. Однако масштабы проявления контактовых изменений незначительны и ширина измененных зон обычно измеряется несколькими сантиметрами.

Изменение осадочных пород в прианбальдовой части определяется мощностью магматических тел и глубиной, на которой происходит остывание их. При внедрении магмы в холодные вмещающие породы последние разогреваются. Если теплосодержание магмы достаточно велико, что имеет место при внедрении больших ее масс, то повышенные температуры во вмещающих породах могут сохраняться длительное время и это будет способствовать полному завершению метаморфических реакций. Небольшие магматические тела, залегающие на малой глубине, как в нашем случае, остывают очень быстро и вмещающие их породы могут не подвергнуться метаморфизму или проявляются контактовые изменения незначительной интенсивности.

По Г. Винклеру (1969), время, в течение которого вмещающие породы сохраняют максимальную температуру (60% величины температуры интрузии + T вмещающих отложений) пропорционально квадрату мощности интрузии и составляет $0,01 \cdot M^2$ лет (где M — мощность интрузии). Например, при мощности интрузивного тела 1 м это время составит 0,01 года = 3 дням, при мощности 10 м оно равно уже 1 году, а при 1000 м — 10 000 лет. Мощности исследованных нами диабазовых тел варьируют от 1 м до 5 м и в среднем составляют 3 м. При такой мощности магматического тела время, в течение которого вмещающие породы сохраняют высокую температуру составит немногим более 1 месяца (0,09 год = 33 дням), что, конечно, недостаточно для глубоких и широко проявленных контактовых изменений.

Незначительный по масштабам метаморфизм песчано-сланцевых отложений в контактах с дайками диабазов проявляется как в виде нормального контактового (термального), так и контактово-гидротермального изменения.

Нормальный контактовый метаморфизм аргиллитов проявлен

ограниченно. Обычно степень изменения является весьма низкой и часто отвечает ступени пятнистых сланцев. При этом на месте глинистого вещества происходит развитие серицита и хлорита, которые образуют округлые пятна, пигментированные углистым материалом, придающим породе характерную пятнистую структуру. Порода в целом уплотнена и имеет массивный облик. Незначительными контактовыми (термальными) изменениями характеризуются глинистые сланцы даже в случае припаянного ("горячего") их контакта с диабазами.

Контактово-гидротермальный метаморфизм проявляется в локальных участках активности гидротермальных растворов и выражается процессами карбонатизации, хлоритизации и серитизации. Отмеченными изменениями одинаково затронуты глинистые сланцы, алевролиты и песчаники, но ширина ореола изменения обычно является незначительной и измеряется первыми сантиметрами.

На непосредственном контакте с упомянутой выше дайкой диабаза в районе устья р. Ларованис-цкали вмещающие породы интенсивно серицитизированы, хлоритизированы, в меньшей мере карбонатизированы и превращены в кварц-хлорит-серицитовые образования. В них устанавливаются также полевые шпаты - реликты первичной породы. В 5 см от экзоконтакта дайки плагиоклаз-кварцевые алевритовые сланцы почти совершенно свежи. Мелкие алевритовые зерна кварца и плагиоклаза в отмеченной породе наблюдаются на фоне пелитовой гидрослюдисто-хлоритовой массы. В незначительном количестве в породе присутствует кальцит. Расчет баланса вещества при экзоконтактовом изменении алевритовых сланцев приводится в табл. 3, из данных которой следует, что в процессе преобразования плагиоклаз-кварцевых алевритовых сланцев в кварц-серицит-хлоритовые породы на непосредственном контакте с диабазовым телом происходит привнос Al_2O_3 , K_2O , H_2O^+ , MgO , CaO , FeO и TiO_2 , а выносятся SiO_2 , Fe_2O_3 , Na_2O , MnO и P_2O_5 . Привлекает внимание интенсивный вынос SiO_2 из боковых пород при их контактовом изменении. Вероятно, остаточные постмагматические растворы, отделившиеся от диабазовой жилы и проникающие во вмещающие ее аргиллиты были сильно недосыщены кремнеземом. Естественно, они могли растворять SiO_2 в приконтактовых алевритовых породах и переносить его на некоторое удаление.

О возрасте жильной фации диабазов Восточного Кавказа, в частности, Кахетии и прилегающих к ней с севера районов (Горная Тушетия и Пшав-Хевсуретия), существует ряд различных мнений. Большинство исследователей (Заридзе, 1947; Дзоценидзе, 1948; Харашвили, 1951) считает, что диабазы и порфириды отмеченного региона синхронны с порфиритовой свитой байоса и являются корнями среднеюрских извержений. Начало этих извержений по мнению Г.С. Дзоценидзе (1948), следует отнести к позднему

Таблица 3

| Компо- ненты | Весовые % | | Содержание вещества в граммах на 100 см ³ | | Привнос +, вынос - |
|--|-----------|--------|---|----------|-----------------------|
| | 1 | II | 1 | II | 1-II |
| SiO ₂ | 63,60 | 56,80 | 17299,20 | 15336,00 | -1963,20 |
| Al ₂ O ₃ | 18,00 | 23,10 | 4896,00 | 6237,00 | +1341,00 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,37 | 1,49 | 644,64 | 402,30 | -242,34 |
| FeO | 3,20 | 3,40 | 870,40 | 918,00 | +47,60 |
| TiO ₂ | 1,04 | 1,26 | 282,88 | 340,20 | +57,32 |
| MnO | 0,05 | 0,02 | 13,60 | 5,40 | -8,20 |
| P ₂ O ₅ | 0,21 | 0,19 | 57,12 | 51,30 | -5,82 |
| CaO | 0,65 | 0,81 | 176,80 | 218,70 | +41,90 |
| MgO | 2,39 | 2,62 | 650,08 | 707,40 | +57,32 |
| Na ₂ O | 1,80 | 1,60 | 489,60 | 432,00 | -57,60 |
| K ₂ O | 2,90 | 4,00 | 788,80 | 1080,00 | +291,20 |
| п.п.п.(H ₂ O ⁺) | 4,02 | 4,88 | 1093,44 | 1317,60 | +224,16 |
| Влага(H ₂ O ⁻) | 0,26 | 0,36 | 70,72 | 97,20 | +26,48 |
| Сумма | 100,49 | 100,53 | 27333,28 | 27143,10 | -190,18 |
| Объемный вес | 2,72 | 2,70 | | | |

1 - Обр. Т-314 - почти неизменный алевролитовый сланец в удалении от экзоконтакта дайки диабаз на 5 см.

II - обр. Т-313 - измененный сланец (кварц-хлорит-серицитовый) на непосредственном контакте с диабазовым телом.

лейасу. К такому же мнению приходит и Г.И. Харашвили (1951).

Л.А. Варданяцем (1959) основные изверженные породы западной части Казбекского диабазового пояса подразделяются на три отдельные возрастные и генетические группы. В частности, диабазовые породы им датируются лейасом и отнесены к первой группе. Э.Ш. Шихалибейли (1956) рассматривая вопросы геологического строения Азербайджанской части Южного склона Большого Кавказа, также приходит к выводу, что "возраст внедрения диабазовых интрузий следует считать одновременным с седиментацией вмещающих толщ, т.е. лейасовым".

А.Г. Долгих и В.Г. Черницын (1971) в пределах диабазового пояса Восточного Кавказа выделяют четыре разновозрастных комплекса магматических пород (плинсбахский, позднеарский, позднеааленский и послеааленский). По неопубликованным данным В.В. Панцулая, основанным на анализе большого фактического материала, в диабазовой серии могут быть выделены разновозрастные члены от среднего лейаса до байоса включительно.

Проведенные нами исследования позволяют заключить, что на территории Горной Тушетии диабазовые породы представлены доскладчатыми образованиями. На это, в частности, указывают следующие факты: 1) участие пластовых тел диабазов в складчатости песчано-сланцевых отложений; 2) проявления кливажа, связанного со складчатостью и имеющего примерно одинаковую ориентировку как во вмещающих породах, так и в дайках. Кроме того, во многих случаях диабазовые жилы сильно будинированы и милонитизированы, или подвергнуты другим воздействиям, связанным со складчатыми деформациями.

Рассмотренные диабазовые жилы на исследованной территории сосредоточены исключительно в среднелейасских песчано-сланцевых отложениях и не выходят за их пределы. В южной части района, в пределах развития верхнелейасских осадков, жильные диабазы не обнаружены. Исходя из этого обстоятельства, формирование диабазовых пород Горной Тушетии, скорее всего, следует увязывать с вулканической активностью ааленского времени.

ЛИТЕРАТУРА

Белянкин Д.С. Материалы для петрографии Центрального Кавказа. Изв. СПб Политехн. инст. т. 18, 1912.

Белянкин Д.С. 1) Геологическая карта Архотского тоннеля.
2) К петрографии Архотского тоннеля.

В кн. "Геологические исследования в области перевальной жел. дороги через Главный Кавказский хребет", 1914.

- Бенидзе Г.М., Буадзе В.И. Особенности формирования медно-полиметаллической минерализации Горной Тушетии (Северо-Восточная Грузия). Материалы КИМС (геология), вып. X (12), 1972.
- Варданянц Л.А. Горная Осетия в системе Центрального Кавказа. Тр. ЦНИГРИ, вып. 25, 1935.
- Варданянц Л.А. Основные изверженные породы западной части Казбекского диабазового пояса (Центральный Кавказ). Изв. АН Арм. ССР, серия геолог. и геогр. наук, № 3, 1959.
- Винклер Г. Генезис метаморфических пород. Изд-во "Мир", 1969.
- Войткевич Г.В., Мирошников А.Е., Поваренных А.С., Прохоров В.Г. Краткий справочник по геохимии. Изд-во "Недра", 1970.
- Дзоценидзе Г.С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Изд-во АН Груз. ССР, 1948.
- Долгих А.Г., Черницын В.Б. Магматизм Горного Дагестана и его рудоносность. Советская геология, № 2, 1971.
- Заридзе Г.М. Закономерности развития вулканизма в Грузии. Гостехиздат, 1947.
- Наковник Н.И. Определение количественного изменения вещества при гидротермальном метаморфизме. Зап. ВМО, ч. 87, вып. 4, 1958.
- Тернер Ф.Дж. Эволюция метаморфических пород. Изд-во ИЛ, 1949.
- Харашвили Г.И. Изверженные породы Закавказской Кахетии. Сб. трудов Ин-та геологии АН Груз. ССР, 1951.
- Шихалибейли Э.Ш. Геологическое строение и развитие Азербайджанской части Южного склона Большого Кавказа. Изд-во АН Азерб. ССР, 1956.

С.Ш. Саркисян

ЭФФУЗИВНО-ИНТРУЗИВНЫЕ АССОЦИАЦИИ
СРЕДНЕГО ЭОЦЕНА СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ
ЧАСТИ МАЛОГО КАВКАЗА

На Малом Кавказе в пределах развития среднеэоценовых вулканогенных толщ известны разнообразие по составу небольшие штокообразные тела интрузивного облика. Они представляют интерес, поскольку с ними пространственно, а, возможно, и генетически связаны некоторые рудные месторождения. Эти магматические образования относятся к двум формациям — габбро-диорит-сиенитовой и габбро-диорит-гранитовой, подразделяющимся на четыре субформации (см. ниже). Обычно они относятся к предпозднеэоценовому времени (триалетская фаза, по П.Д. Гамкрелидзе, 1949, 1964). К.Н. Паффенгольц (1970) относит образование этих массивов к позднему эоцену, а В.Р. Надирадзе (1957) различает в них несколько возрастных групп, начиная с триалетской¹. Формация щелочных сиенитов, распространенная в Памбакском хребте (Северная Армения) относится к предолигоценной пиренейской тектонической фазе (Котляр, 1958; Баласанян, 1967; Багдасарян, 1972).

Обычно исследователями магматизма Малого Кавказа продукты интрузивной деятельности не связывались с вулканизмом и относились к независимым образованиям. Такое представление, основанное на классических взглядах о приуроченности интрузивного магматизма к периодам поднятия, а геосинклинального вулканизма к периодам погружения, твердо вошло в магматическую геологию (Kennedy, Anderson, 1938; Read, 1948; Рид, 1949 и др.) и было принято в структурной геологии (Белоусов, 1962 и др.). Исходя из этого, все интрузивы Малого Кавказа связывались с орогенным этапом развития складчатых областей.

При петрологических исследованиях небольших интрузивных тел, залегающих среди эффузивных толщ, не всегда учитываются петрографические и петрохимические особенности вмещающего субстрата. Между тем в подавляющем большинстве случаев, а в пределах характеризуемой территории постоянно, — общность петрографического состава, петрохимических и геохимических осо-

¹ В эту группу В.Р. Надирадзе включает только субвулканические образования, связанные с синхронным вулканизмом, а остальные считает пиренейскими и еще более молодыми, вплоть до миоплиоценовых.

бенностей вулканогенно-осадочных толщ и залегающих среди них интрузивов устанавливается вполне отчетливо. На этом основании Е.К. Устиевым впервые были выделены самостоятельные вулканоплутонические формации или ассоциации и показаны генетические связи эффузивного и интрузивного магматизма, проявляющиеся в определенных структурных условиях (Устиев, 1966). Сходные взгляды были высказаны Ю.А. Кузнецовым (1964), В.С. Коптевым-Дворниковым (1967). Ф. Тернер и Дж. Ферхуген (1961) также считают; что единая магма при своем внедрении и застывании в различных термодинамических условиях может проявлять некоторые различия в структуре² и составе продуктов, формирующихся из одного расплава. Такого же мнения придерживается А. Ритман (1964) и некоторые другие исследователи.

Целью настоящего сообщения является доказательство принадлежности так называемых раннеорогенных интрузий Северо-Западной части Малого Кавказа к среднеэоценовому вулканизму.

Рассматриваемая территория охватывает три структурно-формационные зоны (рис. 1), описанные ранее (Саркисян, 1971, 1972₁). Две из них - Аджаро-Триалетская и Амасия-Акеринская зоны - представляют собой позднеальпийские складчатые структуры, разделенные раннеальпийским антиклинорием - Артвино-Болнисской глыбой (Гамкрелидзе, 1949, 1964) или Сомхето-Карабахской зоной. Рамой для этой тектонически гетерогенной области служат с севера Закавказский срединный массив, а с юга - палеозойский фундамент Мисхано-Зангезурской зоны.

В среднеэоценовое время Аджаро-Триалетская и Амасия-Акеринская зоны представляли глубокие эвгеосинклинальные прогибы, в которых прогибание дна характеризовалось значительными скоростями (Шолпо, 1969). Между ними располагалось эвгеосинклинальное поднятие, в северо-западной своей части вовлеченное в среднеэоценовое погружение. В пределах этих зон широко распространены мощные среднеэоценовые вулканогенные толщи, а в Сомхето-Карабахской зоне синхроничные образования пользуются меньшим развитием.

Эоценовые вулканыты в Аджаро-Триалетской зоне вмещают массивы габбро-монзонит-сиенитовой (Мерисский, Намонастревский, Учамбойский, Вакиджварский) и габбро-диорит-гранодиоритовой (Квиранский, Зекарский, Кабурский, Рехский) субформаций габбро-диорит-сиенитовой формации. Первые локализованы в западном сегменте Аджаро-Триалетской зоны, а вторые - в восточном.

В Амасия-Акеринской зоне развиты интрузивы габбро-

² Здесь следует указать, что В.П. Петров и Е.Д. Белянкина (1972) структурам пород не придают важного значения, указывающего на условия глубинности их образования.

гранодиоритовой (Чернореченский, Базумский, Пушкинский, Лермонтовский) и гранодиорит-гранитовой (Гамзачаманский, Гильютский, Фроловский) субформаций габбро-диорит-гранитовой формации.

Бундукский, Гранасарский и некоторые другие интрузивы, как и Тежсарский и Конический, относятся к пиренейской формации щелочных сиенитов и, возможно, являются составными частями позднеэоценового щелочного вулканизма (Дзюценидзе, 1964;

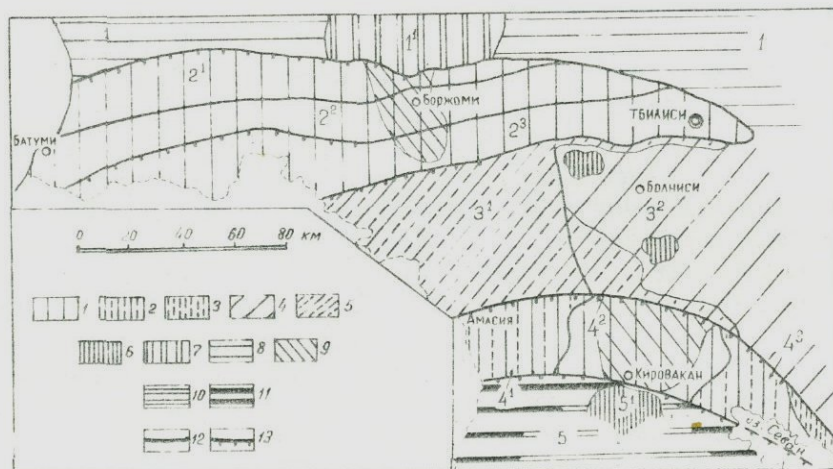


Рис. 1. Схема тектонической зональности северо-западной части Малого Кавказа (составил С.Ш. Саркисян).

- 1 - среднеальпийские вулканогенные эвгеосинклинали,
- 2 - то же с элементами офиолитовых эвгеосинклиналей;
- 3 - офиолитовые эвгеосинклинали; 4 - раннеальпийская эвгеосинклиналь; 5 - участки геоантиклинали, вовлеченные в погружение смежных геосинклиналей; 6 - выступы древнего фундамента (байкалид); 7 - срединные массивы; 8 - древние глыбовые поднятия, в новейшее геологическое время превращенные в межгорные впадины; 9 - погребенные поднятия фундамента; 10 - герцинская геоантиклиналь; 11 - участки герцинской геоантиклинали, вовлеченные в среднеальпийское погружение смежной эвгеосинклинали; 12 - границы структурно-формационных единиц; 13 - главные глубинные разломы.

Багдасарян, 1972; Никольский, Сироткина, Милай, 1971).

В Сомхето-Карабахской зоне интрузивные образования среднеэоценового возраста редки. К ним относится Лалварский интрузив гранодиорит-гранитовой субформации, а Урутский по сущес-

тву представляет собой вулканическое образование (Саркисян, 1972).

Геолого-петрографическая, петрохимическая и геохимическая характеристики среднеэоценовых вулканогенных толщ и расположенных среди них интрузивных тел приведена в работах Р.Т. Джрбашяна (Джрбашян и др. 1968), Г.С. Дзоценидзе (1948), Д.С. Белянкина и В.П. Петрова (1945), Г.М. Заридзе (1957), Т.Г. Казашвили и М.Л. Роква (1951), М.А. Кекелия (1972), Д.Г. Надарейшвили (1970, 1973), Т.В. Иваницкого с соавторами (Иваницкий и др., 1969), С.И. Баласаняна (1967), С.Ш. Саркисяна (1957, 1962, 1964, 1972) и других исследователей. Анализ отмеченных, в том числе и многочисленных рукописных работ Г.Ш. Надарейшвили, М.Б. Лордкипанидзе, М.Д. Купарадзе, И.Д. Шавишвили, М.Г. Татишвили, М.Н. Джапаридзе с соавторами, Г.С. Закариадзе, Д.А. Касрадзе, автора и др., приводит к выводу, что все без исключения интрузивные образования имеют в составе вмещающих вулканогенных толщ свои петрохимические аналоги. Устанавливаемые фациальные "пары" характеризуются близким вещественным составом и петрохимическим родством (таблица).

Приведенные в таблице данные вычислены автором по методу средневзвешенного на относительную распространенность отдельных разновидностей горных пород. Естественно, что полученные цифры являются в определенной степени приближенными.

Источниками для выполненных расчетов послужили результаты геологических наблюдений и химических анализов, содержащиеся во многих опубликованных и рукописных работах, а также собственные материалы автора, полученные в последнее время.

Как видно из диаграмм (рис. 2 и 3), построенных по данной таблице, эффузивные, субвулканические и интрузивные фации среднеэоценового магматизма, сгруппированные по отдельным структурно-формационным зонам Малого Кавказа, проявляют родство: их фигуративные точки либо расположены весьма близко друг от друга (Южная подзона Аджаро-Триалетской зоны), либо ложатся на плавные вариационные кривые.

Устанавливаются петрохимические различия продуктов среднеэоценового магматизма в западном и восточном сегментах Южной Подзоны Аджаро-Триалетской зоны. Так, если к западу от погребенного поднятия фундамента этой зоны (см. рис. 1) развиты магматические ассоциации с отчетливо щелочной тенденцией (см. табл. и рис. 2 и 3), то к востоку распространены магматические образования с "пределльно сильным Тихоокеанским характером родственной группы" (по А. Ритману, 1964), т.е. типичные известково-щелочные ассоциации. Такая разница в петрохимических особенностях изверженных пород востока и запада зоны обусловлена относительно меньшей глубиной погружения доальпийского субстрата восточного сегмента Аджаро-Триалетской

Химические составы и основные числовые характеристики различных фаз среднеэоцеенового магматизма северо-западной части Малого Кавказа

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 | 23 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 52,25 | 52,59 | 50,71 | 51,51 | 50,75 | 58,47 | 52,02 | 52,60 | 58,61 | 53,24 | 53,45 | 51,61 | 57,78 | 58,58 | 72,76 | 59,16 | 52,30 | 57,74 | 67,03 | 60,41 | 59,85 | 70,29 | 51,99 |
| TiO ₂ | 0,61 | 0,92 | 0,90 | 0,55 | 1,10 | 0,57 | 0,71 | 0,62 | 0,62 | 0,80 | 0,84 | 0,89 | 0,69 | 0,51 | 0,20 | 0,69 | 0,88 | 0,60 | 0,41 | 0,82 | 0,98 | 0,22 | 0,83 |
| Al ₂ O ₃ | 17,17 | 16,00 | 18,09 | 16,51 | 16,94 | 20,93 | 16,85 | 17,12 | 14,98 | 17,13 | 17,46 | 18,51 | 15,35 | 15,93 | 15,10 | 16,42 | 18,45 | 16,50 | 14,77 | 16,04 | 15,36 | 15,32 | 19,58 |
| Fe ₂ O ₃ | 4,00 | 4,98 | 4,58 | 4,79 | 4,83 | 2,14 | 5,12 | 5,41 | 3,23 | 3,98 | 5,32 | 4,77 | 4,32 | 4,77 | 1,62 | 3,65 | 3,29 | 3,56 | 2,47 | 3,40 | 3,81 | 2,72 | 2,89 |
| FeO | 3,21 | 4,10 | 4,65 | 2,69 | 3,45 | 1,89 | 3,73 | 3,01 | 1,92 | 2,88 | 3,79 | 4,55 | 2,72 | 3,42 | 0,90 | 2,95 | 6,42 | 3,93 | 2,07 | 3,19 | 2,77 | 0,72 | 5,77 |
| MnO | 0,13 | 0,12 | 0,16 | 0,14 | 0,16 | 0,12 | 0,14 | 0,11 | 0,09 | 0,17 | 0,14 | 0,22 | 0,12 | 0,19 | - | 0,13 | 0,14 | 0,18 | 0,15 | 0,09 | 0,18 | - | 0,20 |
| MgO | 4,55 | 3,70 | 4,57 | 4,49 | 5,92 | 1,70 | 4,02 | 3,81 | 1,83 | 3,97 | 4,00 | 4,56 | 2,98 | 3,88 | 0,69 | 2,35 | 3,62 | 3,25 | 1,70 | 3,56 | 2,54 | 0,81 | 3,52 |
| CaO | 6,89 | 6,39 | 8,99 | 6,04 | 6,24 | 3,60 | 6,64 | 6,51 | 6,58 | 7,53 | 7,06 | 8,58 | 5,62 | 6,39 | 0,95 | 4,82 | 8,67 | 5,17 | 3,27 | 6,08 | 4,99 | 0,40 | 7,61 |
| Na ₂ O | 3,88 | 3,70 | 3,32 | 3,41 | 4,24 | 4,18 | 2,75 | 3,96 | 1,73 | 3,81 | 3,44 | 3,11 | 3,22 | 3,50 | 5,48 | 3,39 | 2,90 | 3,26 | 3,63 | 3,10 | 3,18 | 3,60 | 3,68 |
| K ₂ O | 1,91 | 3,77 | 1,53 | 4,17 | 3,39 | 4,31 | 2,32 | 2,93 | 1,38 | 2,16 | 2,45 | 1,06 | 1,96 | 0,30 | 0,92 | 2,30 | 0,83 | 1,40 | 2,01 | 2,15 | 2,70 | 3,70 | 2,10 |
| a | 11,7 | 14,2 | 9,9 | 14,4 | 14,5 | 15,9 | 10,2 | 13,6 | 8,8 | 12,1 | 11,6 | 8,9 | 10,6 | 8,3 | 12,8 | 11,4 | 8,2 | 9,8 | 11,0 | 10,1 | 11,5 | 13,4 | 11,7 |
| c | 6,6 | 4,0 | 7,8 | 4,5 | 4,3 | 4,5 | 6,4 | 5,2 | 8,2 | 6,0 | 6,4 | 8,6 | 5,7 | 6,8 | 1,1 | 5,9 | 9,1 | 6,6 | 4,0 | 5,8 | 5,0 | 0,5 | 8,0 |
| b | 17,7 | 19,0 | 20,8 | 18,6 | 21,3 | 10,6 | 18,5 | 17,8 | 10,0 | 17,3 | 18,2 | 19,8 | 13,7 | 15,8 | 7,3 | 10,8 | 18,3 | 13,6 | 8,2 | 13,9 | 12,1 | 9,2 | 16,9 |
| s | 64,0 | 62,8 | 61,5 | 62,5 | 59,9 | 69,0 | 64,9 | 63,4 | 75,0 | 64,6 | 63,5 | 62,7 | 70,0 | 69,1 | 79,8 | 71,9 | 64,4 | 70,0 | 76,8 | 70,2 | 71,4 | 76,9 | 63,4 |
| Q | -2,0 | -6,8 | -4,6 | -8,3 | -13,5 | +1,7 | +3,0 | -5,6 | +28,2 | -1,0 | -2,0 | -0,9 | +13,1 | +14,8 | +31,9 | +1,5 | +3,3 | +13,8 | +27,6 | +14,4 | +14,8 | +26,5 | -4,6 |
| atc | 3,4 | 5,8 | 3,1 | 6,8 | 7,5 | 4,7 | 2,9 | 4,9 | 0,8 | 3,5 | 3,3 | 2,0 | 1,8 | 0,9 | 1,4 | 2,0 | 1,5 | 1,5 | 1,3 | 1,6 | 2,1 | 2,1 | 3,7 |

Примечания: Аджаро-Триалетская зона; Центральная подзона; 1 - эффузивная фаза, 2 - субвулканическая фаза, 3 - интрузивная фаза; Северная подзона: 4 - эффузивная фаза, 5 - субвулканическая фаза, 6 - интрузивная фаза; Южная подзона: 7 - эффузивная фаза западного сегмента, 8 - то же Ахалцихского района, 9 - то же восточного сегмента, 10 - субвулканическая фаза западного сегмента, 11 - интрузивная фаза западного сегмента, 12 - то же восточного сегмента.

Сомхето-Карабахская зона: 13 - эффузивная фаза, 14 - субвулканическая фаза, 15 - интрузивная фаза.

Амасия-Акеринская зона; Ширакская подзона: 16 - эффузивная фаза, 17 - интрузивная фаза; Лори-Памбакская подзона: 18 - эффузивная фаза, 19 - субвулканическая фаза, 20 - интрузивная фаза; Присеванская подзона: 21 - эффузивная фаза, 22 - субвулканическая фаза, 23 - интрузивная фаза.

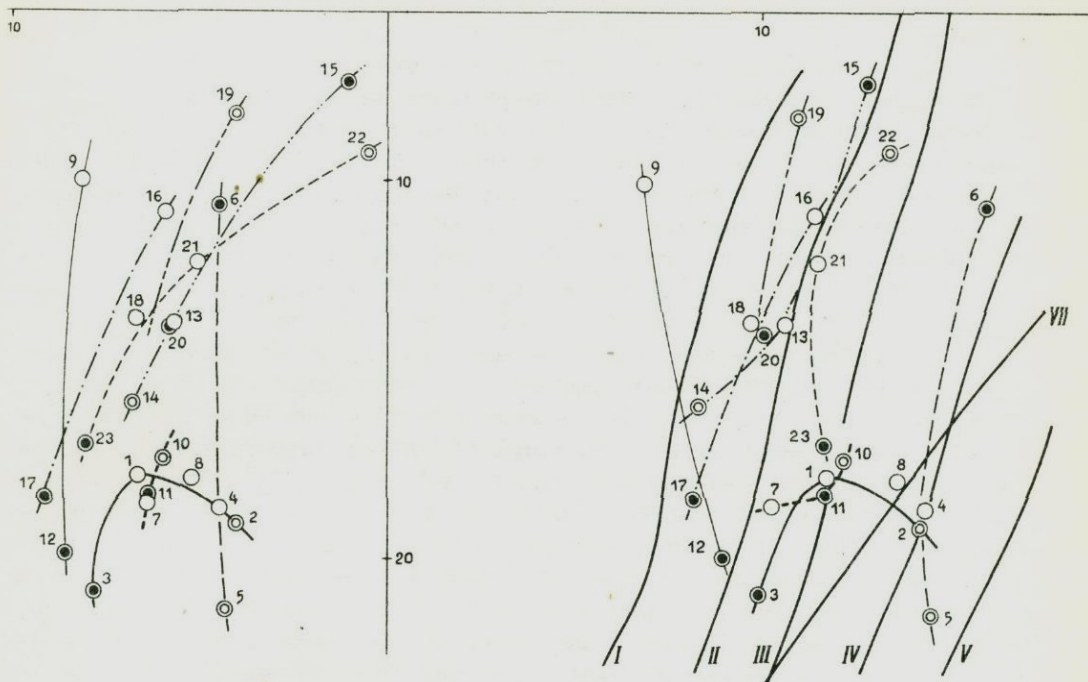


Рис. 2. Вариационная диаграмма составов магматических фацальных триад и пар (по методу А.Н. Заварицкого). Цифры на диаграмме соответствуют номерам граф таблицы.

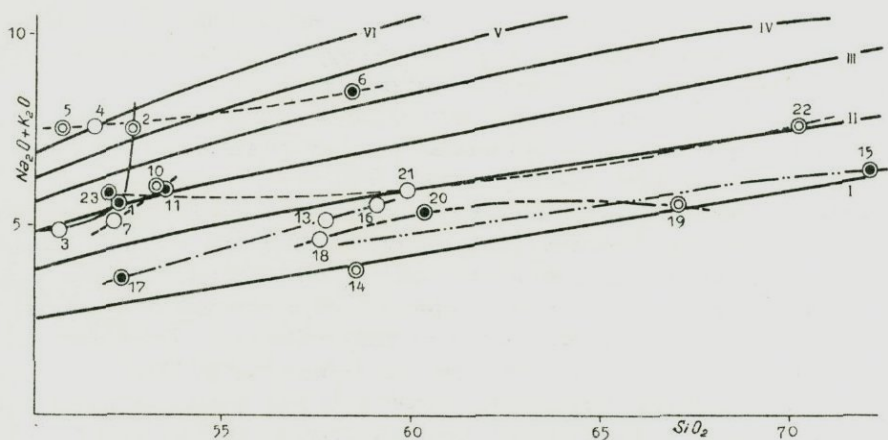


Рис. 3. Вариационная диаграмма зависимости кремнезем - щелочи в магматических фацальных триадах и парах (по методу А. Ритмана). Цифры у фигуративных точек соответствуют номерам граф таблицы.

зоны, чем западного и меньшим развитием здесь глубинных разломов.

Некоторыми исследователями (Гамкрелидзе, 1949) указывалось, что отличия в составе интрузивов востока и запада Аджаро-Триалетии связаны с разницей в эрозионном срезе. Однако, учитывая особенности составов эффузивных фаций среднеэоценового магматизма в противоположных частях зоны и их "попарное" соответствие интрузивным фациям, мы считаем, что отмеченное различие в большей мере обязано существенным отличиям в глубинном строении западного и восточного сегментов зоны и меньшей глубиной зарождения магмы на востоке ее.

Магматические серии, образованные петрохимически родственными ассоциациями: эффузивы - субвулканиты - интрузивы, - проявляют различия в относительной щелочности - известковости, которая находится в зависимости от локальных тектонических условий проявления магматизма (Саркисян, 1973₁). Так, наиболее щелочной ряд (серия) локализован в пределах Северной подзоны Аджаро-Триалетской зоны и по типу приближается к серии Этны. По мере удаления от контакта зоны с срединным массивом степень щелочности пород последовательно уменьшается, приближаясь по составу к наиболее известковой серии Сомхето-Карабахской зоны (тип Лассен-Пик). По мере продвижения в направлении контакта Амасия-Акеринской зоны с Мисхано-Зангезурской зоной щелочность магматических пород вновь повышается, не достигая, однако, степени щелочности северного ограничения региона (см. рис. 1). Данное обстоятельство свидетельствует в пользу вывода (Саркисян, 1972₁, 1973_{1,2}) о важной роли глубинных разломов в локализации продуктов щелочного магматизма и о значении возрастной и тектонической контрастности взаимно сопряженных блоков земной коры для формирования магматических образований повышенной щелочности - основности.

Одновременно степень щелочности пород испытывает вариации и внутри самих комплексов, на что указывают изменения соотношения коэффициента родства B с содержанием щелочей (Ритман, 1964). Изменения щелочности - основности, проявляющиеся внутри каждой из ассоциаций, в обычном случае выражаются в понижении щелочности к наиболее кислым членам ряда (см. рис. 2 и 3). Очертания вариационной кривой для магматических проявлений Центральной подзоны Аджаро-Триалетской зоны близки к таковой острова Искья (Ритман, 1964), отличаясь от последней меньшей щелочностью и более высокой основностью (сравн. рис. 2 с фиг. 56 на стр. 169 книги А. Ритмана).

Таким образом среднеэоценовые эффузивно-интрузивные ассоциации представляют собой продукты, связанные общностью очага и являющиеся дифференциатами общих для каждой из магматических триад (эффузивы-субвулканиты-интрузивы) магматических расплавов. При этом каждый из последних зарождается и

развивается автономно в зависимости от локальных тектонических условий.

Некоторые исследователи Малого Кавказа считают, что очаги основных и кислых магм существуют самостоятельно (Мкртчян, 1962) и что дифференциацией базальтовой магмы нельзя объяснить появление кислых пород — дацитов и тем более липаритов. Материалы автора (Саркисян, 1963, 1972₁, 1973₁) свидетельствуют, что эволюция исходного базальтоидного расплава вполне может привести к формированию последовательно дифференцированных серий от базальтов до липаритов.

Весьма важное значение имеют сопоставимые содержания элементов-примесей, в частности, редких щелочей, элементов группы железа и свинца, цинка, меди, которые определялись в интрузивных, вулканокластических и эффузивных породах Аджаро-Триалетской зоны и Северной Армении Т.В. Иваницким и др. (1969), М.А. Кекелия (1972), Р.Т. Джрбашьяном (Джрбашян и др., 1968), Д.Г. Надарейшвили (1970), Б.М. Меликсетяном, Т.Д. Мчедlishvili, нами и другими исследователями. Материал по геохимии этих пород и в особенности собственно эффузивов, крайне неравноценен, но, тем не менее, подтверждает вывод о петрохимическом и генетическом их родстве. В этом отношении привлекает внимание предположение М.А. Кекелия (1972) о комагматичности эффузивов и интрузивов района Зекарского перевала (Центральная Аджаро-Триалетия). К сходному заключению в последнее время приходят Г.С. Закариадзе и М.Б. Лордкипанидзе, изучившие распределение элементов-примесей в породах эффузивной и интрузивной фаций среднеэоценового магматизма Аджарии, а также Д.Г. Надарейшвили в отношении продуктов магматизма восточного сегмента Аджаро-Триалетской зоны.

Изложенный материал позволяет заключить, что 1) отсутствие пересечений заведомо предпозднеэоценовыми (триалетскими) "интрузивами" всей толщи среднеэоценовых вулканитов, 2) специфическая морфология секущих магматических образований, 3) отчетливое минералогическое, петрохимическое и геохимическое родство членов магматических триад в каждой из структурно-формационных зон рассматриваемого региона может служить веским критерием для суждения о генетическом родстве различных фаций среднеэоценового магматизма Малого Кавказа.

Отличия же в формах проявления магматизма определялись, с одной стороны, проницаемостью того или иного участка земной коры, а, с другой — "энергетическими ресурсами" расплавов, которые в одних случаях достигали поверхности, а в других фиксировались на той или иной глубине.

Литература

- Баласаниян С.И. Основные черты магматизма Армении. Изд-во "Митк", Ереван, 1967.
- Багдасарян Г.П. Изучение магматических формаций фанерозоя на примере Армянского нагорья. В сб. "Петрология". Изд-во "Наука", 1972.
- Багдасарян Г.П. (ред.) Химические составы изверженных и метаморфических пород Армянской ССР. Изд-во АН Арм. ССР, 1964.
- Белоусов В.В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1962.
- Белянкин Д.С., Петров В.П. Петрография Грузии. Изд-во АН СССР, М.-Л., 1945.
- Гамкрелидзе П.Д. Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. Изд. АН ГССР, Тбилиси, 1949.
- Гамкрелидзе П.Д. и др. Геология СССР, т. X, Грузинская ССР, Госгеолтехиздат, 1964.
- Джрбашян Р.Т., Елисеева О.П., Мнацаканян А.Х. Связь мелового и палеогенового вулканизма Армении с типами развития геосинклинальных прогибов. "Наука", М., 1968.
- Дзоценидзе Г.С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Изд. АН ГССР, Тбилиси, 1948.
- Дзоценидзе Г.С. Тектоническое положение щелочных пород Кавказа. В сборн. "Происхождение щелочных пород", Изд-во "Наука", 1964.
- Заридзе Г.М. Магматизм Грузии в связи с ее тектоническим развитием. Тр. Геол. ин-та АН ГССР, т. X (XV), Тбилиси, 1957.
- Иваницкий Т.В., Гварамадзе Н.Д., Мчедlishvili Т.Д. Геохимия и металлогеническая специализация интрузивов Аджарии. Тр. Геол. ин-та АН ГССР, нов. сер., вып. 20, Тбилиси, 1969.

- Казахашвили Т.Г., Роква М.Л. Лейцитовые породы Гурии (Западная Грузия). Сб. тр. Инст. геол. и минер. АН ГССР, Тбилиси, 1951.
- Кекелия М.А. Геохимические особенности и петрология Зекарского массива. Изд. "Мецниереба", Тбилиси, 1972.
- Коптев-Дворников В.С., Яковлева Е.Б., Петрова М.А. Вулканогенные породы и методы их изучения. "Недра", 1967.
- Котляр В.Н. Памбак. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1958.
- Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. "Недра", 1964.
- Мкртчян К.А. Некоторые особенности развития геосинклинального вулканизма на примере Севанской тектонической зоны Малого Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1962.
- Надарейшвили Г.Д. Закономерности распределения редких щелочных элементов в интрузивах Аджаро-Триалетии. Тезисы докл. Республ. конфер. молодых геофизиков, геологов и географов Грузии. Тбилиси, 1970.
- Надарейшвили Г.Д. Геохимия редкоземельных элементов в интрузивах Аджаро-Триалетии. Изд-во "Мецниереба", Тбилиси, 1973.
- Надирадзе В.Р. Магматизм и металлогения Аджаро-Триалетской складчатой системы. Авторефер. докт. дисс., 1957.
- Надирадзе В.Р. Интрузивные породы западной части Груз. ССР (Аджария и Гурия). В сб. "Интрузивы Закавказья". Изд. "Техника да шрома", Тбилиси, 1941.
- Никольский Ю.И., Сироткина Т.Н., Милай Т.А. Некоторые черты тектоники и истории геологического развития Армении по данным геофизики. В сб. "Геофиз. методы при тектоническом и прогнозно-металлогеническом районировании рудных регионов СССР", Недрa, 1971.

- Паффенгольц В.Н. Очерк магматизма и металлогении Кавказа. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1970.
- Петров В.П., Белянкина Е.Д. Признаки глубинности интрузивных горных пород. В сб. "Петрология", "Наука", 1972.
- Рид Х. Размышление о граните. В сб. "Проблемы образования гранитов", ИЛ, М., 1949 .
- Ритман А. Вулканы и их деятельность. ИЛ, М., 1964.
- Саркисян С.Ш. К вопросу о формировании полиметаллического оруденения Аджарии. Изд. КИМС, Тбилиси, 1957.
- Саркисян С.Ш. Основные черты геологии и генезиса Тандзутского серноколчеданного месторождения (Сев. Армения). Геол. сборн., КИМС, № 2, Госгеолтехиздат, М., 1962.
- Саркисян С.Ш. Некоторые особенности магматизма в зоне глубинных разломов Закавказья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1963.
- Саркисян С.Ш. О кварцевых порфиритах окрестностей с. Лермонтово (Кировоаканский р-н Армянской ССР) и их изменениях. В сб. "Вопросы геологии Кавказа", Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1964.
- Саркисян С.Ш. Основные принципы формационного анализа и опыт составления макета карты вулканогенных формаций палеогена северо-западной части Малого Кавказа. Тр. КИМС, вып. 1X (11), 1971.
- Саркисян С.Ш. Закономерности локализации среднеэоценового вулканизма в различных структурах северо-западной части Малого Кавказа. Мат. КИМС, вып. X (12), Тбилиси, 1972₁.
- Саркисян С.Ш. Два типа вулканических аппаратов эоцена Северной Армении (к познанию палеовулканизма Малого Кавказа). Мат. КИМС, вып. X (12), Тбилиси, 1972₂.
- Саркисян С.Ш. О взаимосвязи вулканизма и тектоники на примере Малого Кавказа. В сб. "Эволюция вул-

канизма в истории Земли". М., 1973₁.

Саркисян С.Ш. О региональной специфике базальтов на примере среднего эоцена Малого Кавказа. Сообщ. АН СССР, т. 70, № 3, 1973₂.

Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. ИЛ., М., 1961.

Устиев Е.К. Основные проблемы изучения вулканоплутонических формаций и связанных с ними рудных месторождений. Тр. 2 Всесоюз. вулканол. сов., Изд. "Наука", М., 1966.

Шолпо В.Н. Количественные критерии оценки режима вертикальных движений. Геотектоника, № 2, 1969.

Kennedy W.Q., Anderson E.M. Crustal layers and the origin of magmas. Bull. Volcanol., Naples, ser. 2, t. 3, 1938.

Read H.H. Granites and granites. Geol. Soc. Amer., mem. 28, 1948.

Р.Г. Кофман

СТРУКТУРНО-МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВЕРХНЕЮРСКИХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ДАШКЕСАНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

Месторождения Дашкесанского района, относящиеся к сканово-магнетитовой, кобальто-хлоритовой и алунитовой рудным формациям, приурочены к кимериджским вулканогенным отложениям. Поэтому важное значение имеет изучение палеовулканической структуры и реконструкция палеогеографической обстановки проявлений вулканизма в верхнеюрское время. Геология отмеченных месторождений, детальные петрологические исследования интрузивов комагматичных верхнеюрскому вулканизму и история геологического развития освещены в ряде работ по Дашкесанскому рудному району. К их числу принадлежат труды М.А. Кашкая (1965), Ф.К. Шипулина (1968), М.А. Мустафабейли, Г.П. Корнева и др. (1961), Р.Н. Абдуллаева (1963), Э.Ш. Шихалибейли (1966) и других. Однако в них не затронуты вопросы, относящиеся к внутреннему строению вулканогенных толщ. Частичное их выяснение и ставит своей целью предлагаемая статья.

В пределах Дашкесанского и Мардакертского прогибов Со-мхито-Карабахской тектонической зоны отложения кимериджского возраста представлены в вулканогенной и вулканогенно-осадочной фациях. Возраст их датируется по многочисленным палеонтологическим находкам и общая временная последовательность всех юрских отложений в стратиграфической колонке достаточно обоснована. В пределах Дашкесанской синклинали принята следующая стратиграфическая схема (приводится в обобщенном виде, без разбора незначительных расхождений, порой имеющих место).

1. Верхнебайосская толща кислых эффузивов и их туфов с сопутствующими незначительными прослоями порфиритов; мощность 130-450 м.
2. Батские отложения андезитового и андезит-дацитового состава, представленные агломератовыми туфами, туфами с прослоями шаровых лав, туффитами и туфопесчаниками. Среди них выделяется горизонт магнетитовых туфопесчаников; суммарная мощность 650 м.
3. Келловой-оксфордские осадочные толщи, представленные чередованием аргиллитов, туффитов, песчаников с прослоями мергелей и с небольшим количеством вулканогенного материала;

мощность 100–550 м.

4. Оксфорд–кимериджская (лузитанская) толща коралловых известняков с небольшим количеством туфов андезитового состава; мощность 0–250 м.
5. Кимериджские отложения, представленные вулканогенными породами андезитового, диабазового и, частично, дацитового состава; мощность 50–350 м.

М.А. Кашкай (1965) выделяет среди этих отложений в качестве самостоятельной стратиграфической единицы эффузивно-экструзивные породы верхнего кимериджа–нижнего мела.

Вышеперечисленный комплекс пород вмещает интрузив сложного состава. Г.С. Дзоценидзе (1962) и Э.Ш. Шихалибеги (1966) выделяют здесь цикл поздне-юрского – неокомского магматизма, в соответствии с чем возраст интрузива определяется как верхнеюрский. Тесная пространственная и временная связь, а также сходство химических составов интрузивных пород с кимериджскими вулканогенными отложениями, позволили нам рассматривать их как образования комагматические и вслед за Е.К. Устиевым отнести их к вулканоплутонической формации (Кофман, 1968). К этой вулканоплутонической формации возможно могут быть отнесены также батские вулканогенные отложения андезитового и андезит-дацитового состава. Интрузивные тела формации были изучены М.А. Кашкаем (1965) и Ф.К. Шипулиным (1968). Нами в результате петрохимического изучения вулканогенных пород предпринята попытка выявления их внутреннего строения с целью установления палеовулканической структуры.

Кимериджские отложения выполняют синклинали с пологими ($10-15^{\circ}$) углами падения (рис. 1). По данным буровых скважин, горных выработок и обнажений характер отложений по всей площади выдержан. Низы кимериджа представлены преимущественно известняковой фацией при подчиненном значении вулканогенных пород. Наибольшего развития известняки достигают в южном крыле синклинали, где отмечены их максимальные мощности. К северо-востоку (северо-восточный железорудный участок) они сменяются вулканогенными породами. Верхи кимериджа представлены исключительно вулканогенными породами. Интенсивная гидротермальная переработка этих пород и слабая обнаженность явились существенной помехой при выявлении их палеовулканической структуры. Однако имеющийся фактический материал свидетельствует, что выявленные нами морфологические их разновидности накапливались в мелководных и аэральных условиях в околожерловой и промежуточной зоне (по Е.Ф. Малееву, 1963).

Лавовый поток, венчающий разрез кимериджских отложений, с поверхности наблюдается на горах Хач-ял, Гонах-Гермес, Пирсултан в виде изолированных участков, по-видимому, являющихся остатками единого потока, занимавшего обширную площадь.

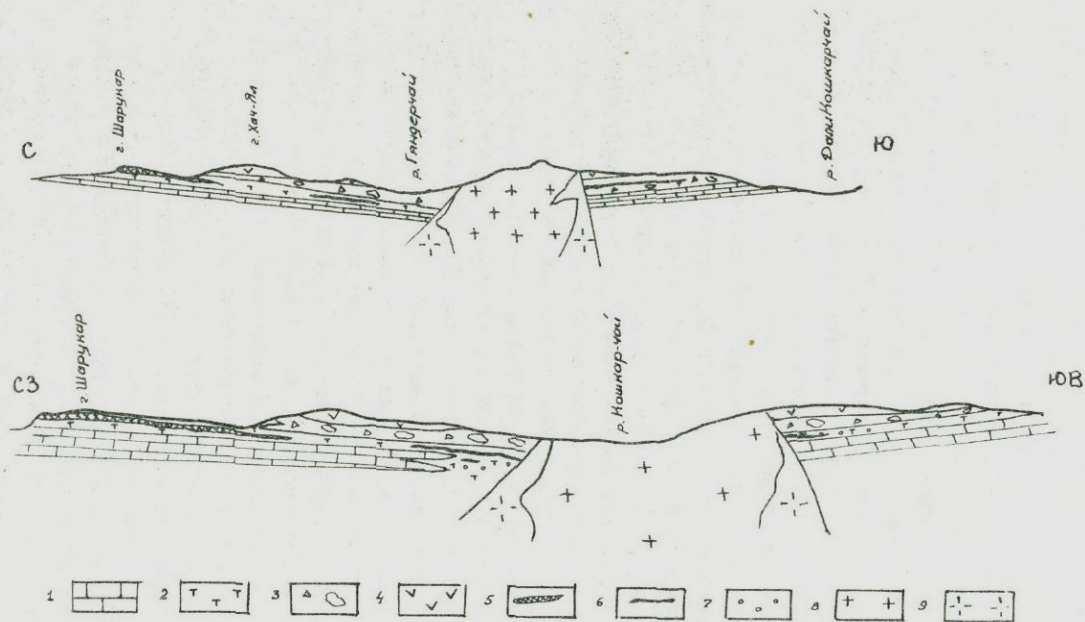


Рис. 1. Схематические геологические разрезы Дашкесанского рудного района.

- 1 - известняки оксфорд-кимериджского возраста,
- 2 - туфовый горизонт кимериджского возраста,
- 3 - агломератовый поток кимериджского возраста,
- 4 - лавовый поток кимериджского возраста,
- 5 - алунитовые руды, 6 - магнетитовые руды,
- 7 - скарнирование пород, 8 - габброиды I интрузивной фазы, 9 - гранитоиды II интрузивной фазы.

дь. Видимая длина изолированных частей потоков, расположенных на вершинах гор, колеблется в пределах 0,5–2 км. Форма лавового потока – пластовая, углы падения соответствуют падению крыльев синклинали (рис. 1). В обнажениях наблюдается пластовая и коротко-столбчатая отдельность. Породы темно-серые с зеленоватым оттенком, иногда черные с красными точками гематита.

Характерно строение исследованного нами лавового потока на хребте Хач-ял. Мощность его по данным буровых скважин достигает 100 м. Пузыристые лавы вследствие вторичных изменений являются миндалевидными. Поры выполнены кварцем, хлоритом и кальцитом. Плотные лавы в потоке распределены неравномерно – к подошве и кровле потока они сближены. Мощности их колеблются от 2 до 15–20 м. Для них характерна диабазовая собственно диабазо-офитовая структуры и порфировая с гиалопилитовой и пилотакситовой структурами основной массы. Пузыристые лавы имеют мандельштейновую и изредка порфировую структуру с микролитовой и гиалопилитовой основной массой. Количество миндалин и их размеры у границ плотных пород заметно увеличиваются. В основном они имеют округлую форму и максимальный диаметр 4–5 мм. В средней части потока отмечены шлакоподобные породы 0,5 м мощности с удлинненными и сплюснутыми миндалинами и флюидалной структурой основной массы. Это явление, характеризующее быстрое поверхностное охлаждение и вязкость лав, отмечено весьма редко.

По результатам химических анализов пород (табл. 1 обр. 1, 2, 3) лавы можно отнести к диабазам и плагиоклазовым андезитам. Для них характерна повышенная лейкократовость. Содержание цветных компонентов не превышает 20%. Вкрапленники представлены широкопластинчатым плагиоклазом андезин-лабрадорного¹⁾ ряда. Темноцветные вкрапленники полностью замещены вторичными минералами и их первичную природу возможно установить лишь по форме кристаллов и наличию опалитовых каемок. Роговая обманка значительно преобладает над пироксеном. Лейсты и микролиты плагиоклаза несколько кислее фенокристаллов (серицитизированы). Стекло раскристаллизовано, подвергнуто вторичным изменениям и для него характерно присутствие тонкораспыленной вкрапленности рудного минерала. Основание потока 2–3 м мощности носит лавакластический характер, а выше метров на пять среди мандельштейновых пород отмечен быстро-выклинивающийся прослой кристалло-литокластического туфа. Контактные изменения в основании потока и в подстилающих породах не отмечены.

1) Определение плагиоклазов по углу погасания в симметричной зоне.

Агломератовый поток подстилает лавы и пользуется широким площадным распространением в Дашкесанской синклинали (рис. 2). Мощности его изменчивы, достигают 240 м, поток имеет линзовидную форму; выклинивается на северных склонах горы Хач-ял. Эти породы определены, как туфобрекчии и туффитовые брекчии (Кашкай, 1965). Они представляют собой плохо сортированные породы, где грубообломочный и крупнообломочный материал цементируется материалом того же состава, но меньшей размерности. Размеры обломков колеблются в значительных пределах. Наиболее часто их диаметр равен 150–200 мм. Изредка отмечаются и глыбы в 1,0–1,5 м величины.

Частота крупных обломков различна. На отдельных интервалах количество их достигает 40%. Но закономерности в распределении таких интервалов не наблюдается. Пожалуй, намечается некоторое преобладание крупных обломков в верхних частях разреза. Среди крупнообломочных (агломератовых) пород отмечены быстровыклинивающиеся прослойки туфов алевритовой и пелитовой размерности мощностью 0,4–0,6 м. Они обладают слоистостью, которая обусловлена сортировкой материала по крупности. Формы обломков агломератовой размерности весьма разнообразны: от округлых изометричных до неправильной формы угловатых. Обычно эти обломки плотно сцементированы тонкообломочным пирокластическим материалом. Интенсивная гидротермальная переработка затушевывает первичную структуру пород. Но тем не менее для крупных обломков не отмечено следов спекания, или сваривания. Что же касается обломков размером до 10–15 мм, то там наличие гидрослюды вдоль их контуров, позволяет сделать предположение об образовании ее за счет сваренного стекла в контактах. На северном склоне горы Хач-ял цементация обломков слабая. Они легко выбиваются из породы и похожи на гальку. Но в отличие от типичных галек поверхность их шероховатая, неровная и представляет собой корочку гидроокислов железа. При микроскопическом исследовании аналогичные каймы гидроокислов железа очень часто наблюдаются вокруг литокластов.

Неизмененных пород в описываемом потоке не отмечено. Интенсивность изменения массы различна. Минеральный состав, реликтовые структуры и присутствие эффузивного кварца, позволяют заключить, что состав пород отвечает андезитовой и андезито-дацитовой магме. Это подтверждается и результатами химических анализов (табл. 1, обр. 4, 5, 6, 7, 8, 9) обломков и цементирующей массы. Обломки пород представлены плагиоклазовыми, роговообманковыми андезитами и андезито-базальтами. Обломки пемзы мандельштейнов отсутствуют. Р. Фишером (Fisher, 1970) подобные отложения были отнесены к лахаровым брекчиям, формирующимся грязевыми потоками. Е.Ф. Малеев (Малеев, 1963) отмечает, что агломератовые потоки перекрываются лахарами и как-бы продолжают их. Присутствие слоистых прослоев в потоке,

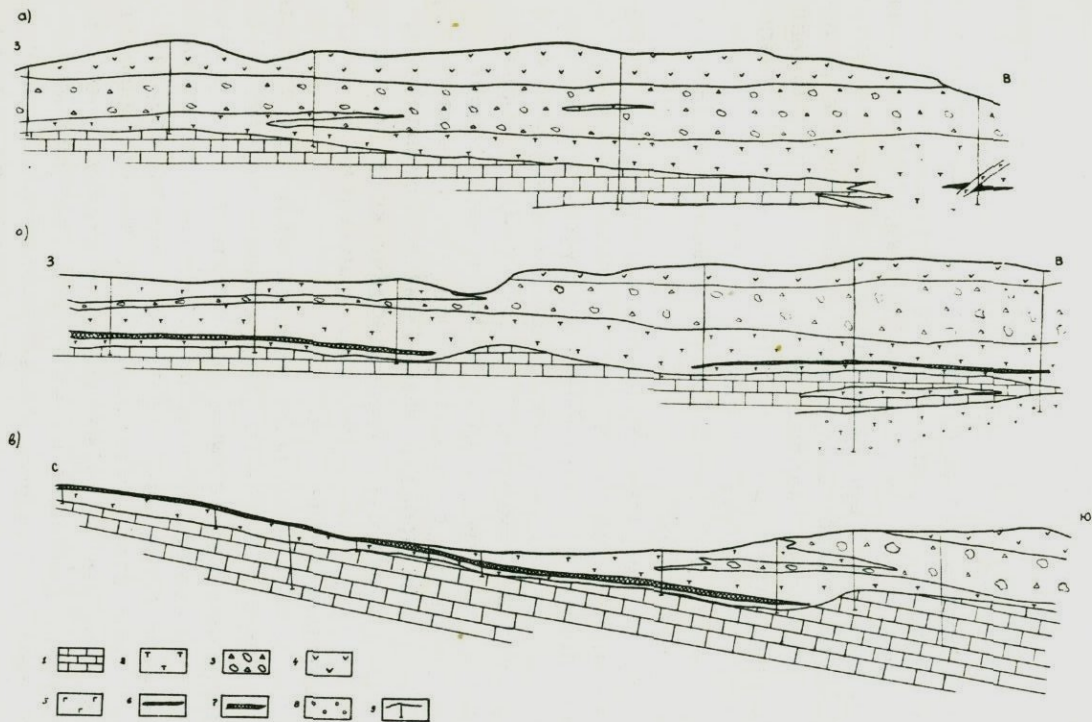


Рис. 2. Геологические разрезы северного склона г. Хач-ял.

1 - известняки, 2 - туфовый горизонт, 3 - агломератный поток, 4 - лавовый поток, 5 - дайковое тело, 6 - линзы магнетитовых руд, 7 - линзообразные тела алунитовых руд, 8 - скарнирование, 9 - буровые скважины.

окатанность материала, наличие как спекшихся, так и не спекшихся обломков, отсутствие пемзовых и пузыристых обломков, отсутствие сортировки материала по крупности, дают основание предполагать, что раскаленный агломератовый поток подвергся воздействию вод.

Туфовый горизонт

На северном склоне горы Хач-ял (рис. 2) агломератовый поток подстилается туфами. Переход агломератового потока к туфам постепенный; уменьшается количество и размер обломков, чаще появляются слоистые алевритовой и пелитовой размерности туфы красновато-бурой и фиолетовой окраски. Мощности этих туфов изменчивы. Благодаря ороговикованию в контакте с интрузивами и интенсивному гидротермальному воздействию, в результате которого образованы скарны, на большей части площади установить первичные структуры и состав туфов не представляется возможным. Отмечено лишь увеличение мощностей этого горизонта в северо-западной части Дашкесанской синклинали в районе Загликского месторождения.

Относительно свежие туфы отмечены в районе северного склона горы Хач-ял, где они подсечены буровыми скважинами и отмечены в небольших выходах. Для этих туфов, так же как и для вышележащего агломератового потока, закономерность в сортировке материала не отмечена. Прослой 0,3-0,5 м мощности темно-фиолетовых и сургучно-красных туфов с характерной тонкой слоистостью линзуются с зеленовато-серыми туфами беспорядочно и не выдержаны по простираению. Туфы представлены кристалло, литокристалло и витрокристаллокластическими разностями. По размерности они могут быть отнесены к пелитовым, алевритовым и псаммитовым разностям.

Среди туфов в виде отдельных находок отмечены лапилли (5-7 мм) сигаретообразной формы. В их краевых частях лейсты плагиоклазов ориентированы параллельно очертаниям. Кластический материал, как сказано, представлен обломками плагиоклазов, темноцветных, андезитовых порфиритов, эффузивного кварца и стекла, несущих следы вторичного изменения. Монтмориллонит и гидрослюда, образованные по вулканическому стеклу в контактах отдельных обломков, указывают на частичное спекание материала. Присутствие тонкорассеянных рудных минералов, придающих красноватый оттенок породе, указывает на окисление в воздушной среде. Состав пород, как видно из химических анализов (табл. 1, обр. 10, 11) соответствует производным андезит-дацитовой магмы. Хотя пропилитизация пород, имеющая место, затуманивает первичный их состав, замеры плагиоклазов как в литокластах, так и в кристаллокластах показывают №№ 33-36 An (андезин). Темноцветные представлены опациitizedированными и

Таблица 1

Химический состав вулканогенных пород кимериджа

| № обр. Компоненты | Лава | | | Агломератовый поток | | | | | | Туфы | |
|--------------------------------|--------------|-------|--------------------------|---------------------|--------|--------|--------|------------|--------|-------|-------|
| | 1 | 2 | 3 | Обломки | | | Цемент | | | 10 | 11 |
| | | | | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | | |
| SiO ₂ | 50,40 | 48,60 | 48,25 | 61,40 | 53,30 | 52,30 | 59,32 | 58,96 | 59,40 | 64,20 | 62,92 |
| TiO ₂ | 0,96 | 0,92 | 0,14 | 0,62 | 0,79 | 0,62 | 0,55 | 0,62 | 0,42 | 0,48 | 0,61 |
| Al ₂ O ₃ | 17,25 | 14,93 | 21,87 | 18,30 | 21,70 | 21,30 | 17,16 | 16,94 | 15,40 | 15,80 | 15,49 |
| Fe ₂ O ₃ | 7,18 | 8,92 | 6,68 | 5,10 | 4,40 | 4,10 | 4,45 | 5,89 | 4,00 | 4,50 | 5,33 |
| FeO | - | - | 3,42 | 0,34 | 0,93 | 0,70 | - | - | 0,50 | 0,50 | - |
| MnO | 0,33 | 0,32 | 0,11 | 0,08 | 0,13 | 0,13 | - | - | 0,13 | 0,07 | - |
| MgO | 6,63 | 3,97 | 3,20 | 1,31 | 3,20 | 2,85 | 2,24 | 2,52 | 1,32 | 1,63 | 2,80 |
| CaO | 9,91 | 9,93 | 6,66 | 4,06 | 4,40 | 6,40 | 3,70 | 4,37 | 6,00 | 1,60 | 3,70 |
| Na ₂ O | 3,10 | 3,40 | 3,72 | 2,40 | 6,00 | 5,20 | 2,34 | 4,50 | 2,00 | 4,00 | 4,24 |
| K ₂ O | 0,50 | 0,60 | 0,53 | 2,80 | 1,80 | 1,40 | - | 1,46 | 4,80 | 2,60 | 0,40 |
| P ₂ O ₅ | - | - | - | 0,20 | 0,26 | 0,21 | - | - | 0,04 | 0,04 | - |
| SO ₃ | - | - | 0,14 | - | - | - | - | - | - | - | - |
| H ₂ O | 0,70 | 1,26 | 0,35 | 0,64 | 0,14 | 0,00 | 0,30 | 0,40 | 0,48 | 0,60 | 0,70 |
| п.п.п. | 1,54 | 6,55 | 3,71 | 4,96 | 3,34 | 2,52 | 6,18 | 3,88 | 5,84 | 3,96 | 3,78 |
| Аналитики | 100,52 | 99,89 | 99,78 | 100,30 | 100,60 | 100,60 | 99,41 | 99,54 | 100,30 | 99,90 | 99,93 |
| | М.К. Шанидзе | | по Кашкаю М.А. (1965) | Е.Б. Апрезова | | | | Л. Чхендзе | | | |

- не определялись

хлоритизированными роговыми обманками, реже отмечены пироксены. Стекло обычно замещается гидрослюдистыми минералами и монтмориллонитом, или же тонкораспыленными гидроокислами железа.

Вулканическая жерловина

М.А. Кашкай (1965) в южном крыле синклинали, на левом склоне р. Амамчай, изучил нект, залегающий в мраморах. Он в плане имеет округлую форму и перекрывается брекчиями порфиритового состава мощностью 10 м. В обнаженной части нект в поперечнике имеет размер 200 м. Представлен он плагиоклазовыми порфиритами, которые в центральной части хорошо раскристаллизованы. Состав плагиоклазов от центра к периферии изменяется. В контактовых частях наблюдается некоторая флюидалность в расположении микролитов. В контактовой части жерловины, где отмечена вертикальная рассланцеванность, прослежена дайка порфирита. Ее простирание $S3\ 320^{\circ}$, угол 85° , мощность 2 м.

Анализ фактического материала приводит к следующим выводам:

1. В вулканогенных породах кимериджского возраста, слагающих Дашкесанскую синклиналь, выделяются породы эффузивной, экструзивной и эксплозивной фаций.

2. Эффузивные фации представлены мощным покровом, имеющим зональное строение миндалекаменных и массивных лав. Для них характерна незначительная флюидалность, опацизация роговой обманки, присутствие гематита. В основании потока отмечены лавакласты и прослой туфов.

3. Экструзивная фация представлена нечком плагиоклазового порфирита.

4. Эксплозивная фация представлена агломератовым потоком, возможно лахаровыми брекчиями и литоидными туфами со следами спекания.

Как уже было отмечено, все вышперечисленные фации характерны для промежуточной зоны, по Е.В. Малееву (1963), охватывающей склоны вулканов и прилегающие к ним площади. Эти фации возникают при катастрофических извержениях. Таким образом, нам представляется возможным, имея данные стратиграфического разреза верхней юры и фациального анализа вулканогенных пород, реконструировать палеогеографическую обстановку, имевшую место после завершения предбатской орогенической фазы.

В батское время на территории Дашкесанской синклинали проявилась активная подводная вулканическая деятельность. В келловее наступает затишье и к позднему оксфорду в условиях теплого мелкого моря происходило накопление известняков (Абдулкасимзаде, 1954). Коралловые известняки представляют собой

рифовые постройки островного типа. Наличие прослоев туфов среди известняков указывает на продолжение слабой вулканической деятельности в начале поздней юры. Некоторое время извержения носили спокойный характер, сменившийся затем интенсивным выбросом и образованием агломератового потока в наземных условиях. На это, помимо вышеописанных характерных особенностей потока, указывает также наличие обломков деревьев и пней, найденных в кровле известняков.

Таким образом, следует предполагать, что вулканические постройки в позднекимериджское время воздымались над уровнем моря. Вслед за эксплозией происходило спокойное излияние, носящее трещинный характер, давшее мощный лавовый поток. Состав пород остается неизменным и отвечает магме андезит-дацитового состава. В конце поздней юры происходили интенсивные поднятия как на территории Дашкесанской синклинали, так и всей Сомхито-Карабахской зоны сопровождавшиеся магматизмом, комагматичным вышеописанному вулканизму.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдулкасимзаде М.Р. Материалы к стратиграфии верхней юры Малого Кавказа. Докл. АН Азерб. ССР, т. X, № 3, 1954.
- Абдуллаев Р.Н. Мезозойский вулканизм северо-восточной части Малого Кавказа (Азербайджан), Баку, Изд. АН Азерб. ССР, 1963.
- Дзоценидзе Г.С. Юрский вулканизм Закавказья. Вопросы вулканизма. Тр. Первого Всесоюзн. вулк. совещ. АН СССР, 1962.
- Кашкай М.А. Петрология и металлогения Дашкесана. Изд. Недра, 1965.
- Коптев-Дворников В.С., Яковлева Е.Б., Петрова М.А. Вулканогенные породы и методы их изучения. Изд. Недра, 1967.
- Кофман Р.Г. К вопросу о взаимосвязи интрузивных и эффузивных образований Дашкесанского рудного района. Тр. КИМС, вып. VII (9), 1968.
- Малеев Е.Ф. Вулканокластические горные породы. Изд. Госгеолтехиздат, 1963.

Мустафабейли М.А., Корнев Г.П., и Ахмедов Д.М. Закономерности оруденения и генезиса Дашкесанского железорудного месторождения. Сов. геология № 5, 1961.

Шипулин Ф.К. Интрузии и рудообразование. Изд. Наука, М., 1968.

Шихалибейли Э.Ш. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа. Изд. АН Аз. ССР, 1966.

Fisher Richard V. Criteria for recognition of laharic breccias¹, Southern Cascade Mountains, Washington.
Bulletin of the Geological Society of America v. 71 No 2, 1960.

Б.К. Чичуа, А.А. Асланикашвили, Н.А.
Лацабидзе

ОЦЕНКА МОЩНОСТЕЙ СМЫТЫХ ОТЛО-
ЖЕНИЙ ПО СТЕПЕНИ КАТАГЕНЕЗА НЕ-
СОГЛАСНО КОНТАКТИРУЮЩИХ ОСАДКОВ
(НА ПРИМЕРЕ МЕЗОЗОЯ КРИСТАЛЛИЧЕ-
СКИХ МАССИВОВ ЮЖНОЙ ГРУЗИИ)

Основание для обсуждения
вопроса

Восстановление мощностей смытых отложений и оценка максимальных палеоглубин погружения осадочных толщ представляет сложную задачу. В настоящее время она решается в основном путем литолого-фациального анализа мощностей осадков в соседних районах и экстраполяцией полученных данных (Копелиович, 1965). Однако эти методы не всегда достоверны и нуждаются в параллельной проверке. Особые трудности возникают в геосинклинальных и переходных зонах, поскольку в этих условиях мощности осадков резко меняются на площади и экстраполяция данных на соседние районы часто невозможна.

Для решения задачи, в качестве дополнительного способа, авторы предлагают использовать методику оценки степени катагенеза осадков и в частности метод угольных включений. Сущность его заключается в том, что по оптическим или химическим показателям рассеянного в осадках витринита (углистого вещества) оценивается степень катагенеза пород и палеоглубины погружения, которые они претерпели в процессе их развития.

В отдельных районах Донбасса, Печорского бассейна, Северного Кавказа и др. по угольной шкале установлены вертикальные мощности зон катагенеза и максимальные палеоглубины погружения, необходимые для формирования определенных оптических свойств витринита и стадий превращения вмещающих осадков (Белоцерковец, 1972; Гречухин, 1971; Неручев и др, 1972).

Изучение катагенеза мезокайнозойских осадков Локского и Храмского массивов, а также Аджаро-Триалетской складчатой зоны авторами проводится с 1966 года. В этих районах по угольной шкале установлены вертикальные мощности зон катагенеза и оценены величины палеопогружения, при которых наиболее вероятно формирование данных оптических параметров витринита и физических свойств вмещающих пород. При этом необходимо от-

метить, что в условиях Донецкого авлакогена, Печорского передового прогиба, Притбилского района и кристаллических массивов Южной Грузии одноименные стадии катагенеза, по-видимому, формировались примерно на одинаковых глубинах (табл. 1). По имеющимся данным в центральных частях геосинклиналей и на платформах вертикальные мощности зон катагенеза должны быть существенно иными.

На основании имеющихся материалов представляется возможным рассмотреть некоторые вопросы геологической истории осадочного чехла Локского и Храмского кристаллических массивов. Известно, что в разрезах мезокайнозоя этого района установлено несколько стратиграфических перерывов, о масштабах и значении которых существуют различные мнения. При изучении района наше внимание привлекло следующее явление. Несогласно контактирующие отложения часто находятся на разных стадиях катагенеза и разница в степенях вторичных изменений в целом возрастает с увеличением стратиграфического пробела. Поскольку степень регионального катагенеза осадков в данной точке зависит от максимальной глубины погружения, появляется новая возможность оценки мощностей отложений, которые в геологическом прошлом накапливались и размывались на данном участке.

Насколько нам известно, подобная задача впервые была поставлена и решена А.В. Копелиовичем на примере палеозойских осадков Юго-запада Русской платформы (Копелиович 1965). При этом следует отметить, что для оценки степени вторичных превращений контактирующих осадков автор применил метод структурно-минеральных преобразований. По нашему мнению метод угольных включений является более точным и его применение должно дать сравнительно достоверные результаты.

Обсуждение фактического материала

Локский массив. В этом районе над ниже-палеозойским метаморфическим комплексом с угловым несогласием залегают лейасовые песчано-глинистые отложения мощностью около 600 м. Они перекрываются несогласно байосской порфиритовой свитой, которая максимальную мощность 3000 м имеет на южной периферии массива. На северной и западной перифериях эти отложения имеют незначительные мощности или отсутствуют вовсе. Выше следует верхнемеловая вулканогенно-осадочная толща общей мощностью около 2500 м. В ее основании выделяются карбонатные песчаники, пачки известняков и туфопесчаники сеноманского возраста мощностью около 600 м. Они залегают несогласно на размывтой поверхности порфиритовой свиты или над осадками лейаса. На разных стратиграфических уровнях от лейаса до сеномана включительно залегают вулканогенная толща среднего эоцена мо-

шностью до 1500 м. Более молодые осадки в этом районе неизвестны.

В таблице 2 изложены результаты многочисленных определений степени катагенеза и плотностей лейасовых и сеноманских отложений. При определениях исключались образцы из гидротермально или контактово измененных зон. Поэтому следует считать, что данные таблицы характеризуют региональный катагенез, обусловленный в основном погружением осадков.

Судя по таблице 2 лейасовые осадки на северной и запад-

Таблица 1

Сопоставление мощностей зон катагенеза, установленных в различных районах

| Зоны катагенеза по угольной шкале | Вертикальные мощности зон, м | | | |
|-----------------------------------|---------------------------------|-------------------|-----------------------------|-------------|
| | периферии массивов Южной Грузии | Притбилисский р-н | донбасс и Печорский р-н (3) | донбасс (1) |
| Буроугольная (Б) | - | 2000 | 2000 | - |
| Длиннопламенных углей (Д) | 1000 | 1200 | 1000 | 880 |
| Газовых углей (Г) | 1000 | 1000 | 800 | 1280 |
| Жирных углей (Ж) | 800 | 900 | 600 | 850 |
| Коксовых и отощенных углей (К-ОС) | 800 | 900 | 750 | 970 |
| Тоших углей (Т) | 1000 ? | 1200 ? | 1150 | 1090 |
| Подуантрацитов (ПА) | - | - | 700 | 610 |
| Антрацитов (А) | - | - | 5000 | 5000 |

ной перифериях массива находятся в зоне антрацитов (А), что подтверждается и высокими значениями плотностей пород, составляющими в среднем 2,64 - 2,71 гр/см³. На южной периферии по р. Гюльмагомедчай лейасовые осадки изменены несколько меньше и относятся к зоне полуантрацитов (ПА). Это явление, на первый взгляд, противоречит общей схеме. Здесь развиты наиболее мощные вулканогенные байосские и среднеэоценовые образования (~4500 м) а их метаморфизирующее влияние на лейасовые осадки оказывается меньше региональных фоновых значений катагенеза.

Лейасовые осадки, измененные до стадий антрацитов и полуантрацитов подстилаются нижнепалеозойскими породами, в которых органическое вещество повсеместно графитизировано ($R_{\text{ср}}^{\text{а}} = 17-19\%$). Таким образом, между антрацитовой стадией основания осадочного чехла и уровнем регионального метаморфизма подстилающего комплекса устанавливается огромная разница. Вполне вероятно, что между нижним палеозоем и лейасом в этом районе существовали мощные отложения, которые в эпоху внедрения гранитоидов способствовали региональному метаморфизму на больших глубинах.

По степени катагенеза байосские отложения почти не отличаются от несогласно контактирующих с ними лейасовых осадков. Между этими двумя толщами, несмотря на несогласное залегание, по-видимому, нет значительного перерыва ни во времени (что доказано фаунистически), ни по мощности смытых отложений.

Сеноманские осадки на всей площади их развития изменены примерно одинаково и относятся к зоне газовых углей (Г). Резкое снижение степени катагенеза по сравнению с контактирующими лейасовыми или байосскими отложениями фиксируется и по уменьшению плотностей пород (табл. 2).

Таким образом, между осадками лейаса или нижнего байоса и сеномана на перифериях массива (кроме южной) отсутствуют зоны катагенеза от жирных углей (Ж) до полуантрацитов (ПА) включительно. Судя по нашим материалам и литературным данным (табл. 1) они охватывают мощности отложений порядка 2500-3000 м.

Возникает вопрос - чем обусловлен интенсивный катагенез лейасовых осадков на западной, северной и восточной перифериях массива? Постсеноманское погружение вряд ли могло привести к столь интенсивному катагенезу лейасовых пород, поскольку в таком случае аналогичные изменения должны наблюдаться и в основании верхнемеловой толщи.

В первую очередь на упомянутых участках следует допустить глубокое погружение в течение байосского века. Незначительные мощности или отсутствие байосских отложений является следствием их последующего (предсеноманского) размыва.

Однако только этим допущением нельзя объяснить вышеу-

Таблица 2

Показатели степени катагенеза лейасовых
и сеноманских отложений на кристаллических
массивах Южной Грузии

| Разрезы и возраст осадков | R^a ср виринита, % | Плотность пород, гр/см ³ | Зоны катагенеза по угольной шкале |
|--|-------------------------|--|-----------------------------------|
| 1 | 2 | 3 | 4 |
| 1. Локский массив. р. Локисцкали, I ₁ | 12,3-14,8 | песчаники $\frac{2,58-2,74}{2,64}$ |)))) А |
| | 13,7 | гл. сланцы $\frac{2,65-2,76}{2,71}$ | |
| р. Локисцкали, Cr ₂ cm | 8,5 | песчаники $\frac{2,49-2,57}{2,53}$ |)))) Г |
| | | гл. породы $\frac{2,44-2,64}{2,56}$ | |
| р. Гюль-Магомет-чай, I ₁ | 12,2-12,8 | песчаники $\frac{2,57-2,68}{2,64}$ |)))) ПА |
| | 12,5 | гл. сланцы $\frac{2,66-2,78}{2,72}$ | |
| р. Пиназаура, I ₁ | 11,9-14,7 | песчаники $\frac{2,58-2,78}{2,68}$ |)))) А |
| | 13,5 | гл. сланцы $\frac{2,64-2,69}{2,66}$ | |
| 2. Храмский массив с. Навтиани, уроч. Мошеги, I ₁ | 11,2 | песчаники $\frac{2,56-2,60}{2,58}$ |)))) Т |
| | | гл. сланцы $\frac{2,54-2,65}{2,60}$ | |
| с. Навтиани, Cr ₂ cm | 9,7 | песчаники $\frac{2,40-2,54}{2,48}$ |)))) К |
| р. Кадеиси, Cr ₂ cm | $\frac{9,2-9,9}{9,5}$ | песчаники $\frac{2,48-2,68}{2,54}$ |)))) К |

казанную разницу. На южной периферии массива среднеюрская порфириновая свита имеет максимальную мощность до 3000 м и над ней залегает мощная вулканогенная толща среднего эоцена. Несмотря на это здесь катагенез лейасовых отложений не достигает антрацитовой стадии. Этот факт показывает, что интенсивный вулканизм не является решающим фактором регионального катагенеза. Длительный вулканизм повышает геотермические градиенты на значительной площади, но они становятся ведущими лишь в условиях глубокого погружения.

Учитывая вышеизложенное мы допускаем, что на перифериях Локского массива осадконакопление и значительные погружения имели место и в верхней юре — нижнем мелу. На современном эрозионном уровне эти отложения отсутствуют, по-видимому, вследствие размыва. Однако, не исключено, что они сохранились в глубокопогруженных частях массива.

На вероятность такого допущения указывает также наличие довольно мощных отложений келловея в 15–20 км к юго-востоку от Локского массива в полосе Алаверди–Узунлар. Еще дальше в этом направлении в районе Иджеван–Берд (Таузчай) имеются верхнеюрские и нижнемеловые осадки.

Катагенез сеноманских отложений, измененных до степени газовых углей, по-видимому, обусловлен погружением в течение верхнего мела и частично эоцена. Анализ мощностей постсеноманских осадков подтверждает это предположение. Суммарные мощности верхнемеловых и эоценовых образований в районе составляет около 3000–3500 м, что соответствует глубинам, необходимым для образования стадии газовых углей (Белоцерковец, 1972; Гречухин, 1971).

Храмский массив. Верхнепалеозойский метаморфизованный комплекс массива (горизонт слоистых туфов, брекчий и известняков) несогласно перекрывают песчаники и сланцеватые аргиллиты лейаса мощностью около 250 м. На разных горизонтах лейасовых отложений и кристаллического массива трансгрессивно залегают вулканогенно–карбонатные породы сеноманского возраста мощностью ~ 400 м. Выше следует вулканогенно–осадочная толща турон–датского возраста (~ 2300 м). По р. Алгети датские известняки трансгрессивно перекрываются палеоцен–нижнеэоценовыми конгломератами и песчаниками, над которыми последовательно залегают отложения всех трех отделов эоцена общей мощностью 1200–1400 м.

Изучение катагенеза осадков показывает следующее. В этом районе в отличие от Локского массива в основании осадочного чехла залегает слабометаморфизованный верхнепалеозойский комплекс пород, измененный до стадий Т–ПА ($R^a = 11,7–12,5\%$). Лейасовые осадки, несогласно залегающие над палеозойскими породами по степени катагенеза относятся к зоне тоших углей ($R^a = 11,2\%, b$ песчаников и глинистых пород – 2,58–2,60 гр–см³).

Таким образом, по степени вторичных изменений между верхнепалеозойскими породами и осадками лейаса устанавливается небольшая разница. По-видимому, между указанными толщами нет крупного стратиграфического пробела и мощности размытых отложений вероятно были небольшими. На основании изложенного следует высказать предположение, что в метаморфизованном комплексе возможно присутствуют отложения и более молодых горизонтов палеозоя, чем это принято считать в настоящее время.

Сеноманские осадки, несогласно перекрывающие нижележащие породы изменены довольно интенсивно и относятся к зоне коксовых углей (табл. 1). Сопоставление данных показывает, что между лейасовыми и сеноманскими осадками по степени вторичных превращений отсутствует зона, т.н. "отощено-спекающихся углей" (ОС), которая охватывает вертикальную мощность порядка 300-400 м.

Для объяснения этого пробела в промежутке времени между лейасом и сеноманом следует допустить довольно интенсивное и продолжительное осадконакопление. Это предположение подтверждается новыми фактическими материалами и прежде всего работами Д.Ю. Папава, который в 1970 г на восточной периферии Храмского массива установил наличие верхнеюрских и нижнемеловых осадков (Папав, 1970). Таким образом, в этом интервале времени здесь действительно имели место нисходящие движения и осадконакопление. Однако, судя по мощностям осадков верхнеюрско-нижнемеловым погружением нельзя полностью объяснить тот пробел, который существует между стадиями превращения контактирующих отложений. По-видимому, значительное погружение имело место и в среднеюрское время.

Следующее несогласное залегание слоев установлено по р. Алгети между отложениями дания и палеоцена. Дат-маастрихтские и верхнекампанские осадки района изменены слабо и содержат угольные включения с отражательной способностью $R^a = 7,0 - 7,5\%$, что соответствует переходной буроугольно-длиннопламенной стадии катагенеза (БД). Вышележащие палеоцен-нижнеэоценовые отложения по угольной шкале катагенеза изменены до буроугольной стадии ($R^a = 6,8 - 7,3\%$).

Таким образом, здесь между несогласно контактирующими осадками по степени катагенеза нет существенной разницы. Это хорошо согласуется с общими геологическими данными. Между верхним мелом и палеоценом в пределах района не имеется значительного перерыва ни во времени, ни в мощностях размытых отложений.

ВЫВОДЫ

1. В изученных нами вулканогенно-осадочных толщах, как и в чисто осадочных образованиях других районов, интенсивность регионального катагенеза зависит, главным образом, от глубины погружения слоев.

2. Палеоглубины погружения, необходимые для образования одноименных стадий катагенеза, оказываются примерно одинаковыми в Донбассе, Печорском бассейне, Притбилисском районе и на массивах Южной Грузии, т.е. в промежуточных между геосинклиналями и платформами геотектонических условиях.

3. Сопоставление стадий регионального катагенеза и необходимых для их образования палеоглубин погружения дает возможность оценить мощности накопленных в геологическом прошлом и отсутствующих в настоящее время отложений.

4. Анализ материалов по региональному катагенезу контактирующих осадков показывает, что крупные пробелы в геологических разрезах по своим масштабам часто не соответствуют перерывам в осадконакоплении. Например, на западной и северной перифериях Локского массива в интервале времени между лейасом и сеноманом следует допустить интенсивное погружение и осадконакопление в средней и частично верхней юре. Иначе нельзя объяснить высокий региональный катагенез лейасовых осадков. Значительное погружение устанавливается в средней юре и на перифериях Храмского массива.

5. Интенсивное погружение и последующий размыв мощных осадков за сравнительно короткие промежутки геологического времени, по-видимому, возможны в условиях блоковых движений. Такие движения следует допустить для Локского и Храмского массивов в предлейасовое время и в интервале между лейасом и сеноманом.

ЛИТЕРАТУРА

Белоцерковец Ю.И. Изучение вертикальной зональности метаморфизма углей Донбасса. Геологический журнал, 1972, № 4.

Геология СССР т. X Грузинская ССР ч. 1. М., Изд-во "Недра", 1964.

Гречухин В.В. Закономерности регионального метаморфизма углей и эпигенеза вмещающих пород. Советская геология, 1971, № 5.

Копелиович А.В. Эпигенез древних толщ Юго-запада Русской платформы. М., Изд-во "Наука", 1965.

Неручев С.Г., Парпарова Г.М. Глубинная зональность метаморфизма углей и органического вещества пород. Геология и геофизика, 1972, № 9.

Папава Д.Ю. Об открытии верхнеюрских и нижнемеловых отложений в пределах Храмского массива. Сообщение АН СССР т. 58, № 1, 1970.

Б.К. Чичуа, А.И. Суладзе, А.Д.
Кобахидзе

ОСОБЕННОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ ОТРАЖАТЕ-
ЛЬНОЙ СПОСОБНОСТИ ВИТРИНИТА¹ ИЗ
РАЗЛИЧНЫХ ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫХ
ТИПОВ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД В ПРОЦЕССЕ
КАТАГЕНЕЗА

Постановка вопроса. Известно, что отражательная способность (ОС) витринита увеличивается с ростом степени вторичных катагенетических преобразований осадочных пород. В настоящее время ОС измеряется с высокой точностью на фотоэлектронных приборах типа ПОЭС, ФМЭ и др., и широко применяется при решении различных геологических задач (Аммосов, Горшков, 1969; Чичуа, 1966).

Однако, еще недостаточно изучены некоторые особенности формирования и изменения оптических свойств витринита в зависимости от первичных литолого-фациальных факторов. Целью работы является обсуждение этого вопроса по материалам угленосных отложений Грузии и Донецкого бассейна.

По условиям накопления и последующего захоронения в изученных нами осадках следует выделить две разновидности витринита. Витринит, образовавшийся в условиях торфяных болот — впоследствии угольных пластов (концентрированный витринит) и витринит, накопление и превращение которого произошли в среде песчано-глинистых осадков различных литолого-фациальных типов (рассеянный витринит). К первичным факторам следует отнести также ботаническую природу исходных растительных фрагментов и их бактерицидные свойства.

Концентрированный витринит из угольных пластов в настоящее время изучен довольно детально. Установлено, что ведущим фактором изменения ОС витринита из углей является катагенез осадков, т.е. повышение T и P в процессе погружения. При этом ботаническая природа исходных растений не оказывает существенного влияния на формирование ОС, по крайней мере в органике, метаморфизованной до степени блестящих бурых углей и более

¹ Витринитом называют гелефицированные и впоследствии обугленные обрывки лигнино-целлюозовых растительных тканей, имеющих под микроскопом однородное строение или следы клетчатой структуры (Мусяд, Бабинкова, 1969).

интенсивно. Изменение отражательной способности витринита из углей находится в тесной коррелятивной связи с другими его физическими и химическими свойствами. На основании этих зависимостей составлены эталонные шкалы изменения ОС и химических свойств витринита, по которым проводят определение степени катагенеза (метаморфизации) угольного вещества и маркировку углей (Аммосов, 1967).

Значительно слабее изучены эти вопросы для рассеянного витринита.

По мнению П.П. Тимофеева и Л.И. Боголюбовой интенсивность вторичных превращений и ОС гелефицированной древесины (витринита) при прочих равных условиях зависят от литолого-фациальных типов пород, в которых происходит захоронение органического вещества (Тимофеев, Боголюбова, 1963). Авторы приводят очень интересный материал по изменению отражательной способности витрина из угольных пластов, аргиллитов и песчаников, метаморфизованных от бурогоугольной зоны (Ангренское, Ахалцихское и др. м-ния) до степени газовых и жирных углей (Ткибульское и Ткварчельское м-ния). Авторами установлено, что при прочих равных условиях ОС витринита из углей является максимальной и уменьшается в ряду уголь-аргиллит-песчаник. По мнению авторов установленная разница сохраняется в диапазоне катагенеза от бурых до жирных углей (Тимофеев, Боголюбова, 1963; 1966).

Примерно аналогичного мнения придерживается Г.М. Парпарова на основании изучения рассеянного витринита в мезозойских осадках Сургутского свода Западной Сибири (Парпарова, 1971). Один из авторов настоящей статьи в 1964 году опубликовал работу, в которой были отмечены некоторые различия в оптических свойствах витринита из углей и песчаников Ткибульского каменноугольного месторождения (Чичуа, 1964).

В указанных работах влияние типов пород на оптические свойства витринита прослежено в сравнительно узком диапазоне катагенеза до степени жирных углей. Возникает необходимость в исследовании и количественной оценке наблюдаемых различий на более обширном материале и в широком диапазоне вторичных катагенетических превращений.

При отборе и изучении каменного материала авторы руководствовались следующими соображениями. Для сравнительного изучения отражательной способности образцы витринита отбирали из угольных пластов, глинистых пород и песчаников расположенных недалеко друг от друга. При этом сравнивались образцы не гелефицированной древесины вообще, к которой относится лигнит и гагаты, а именно витринита, т.е. более или менее однородные линзы без видимой древесной структуры.

По нашим наблюдениям в мезозойских осадках Грузии лигниты и гагатизированная древесина встречаются в самых различ-

ных литолого-фациальных типах пород. Следовательно их образование обусловлено не фациальным типом осадков в общепринятом понимании, а особыми локальными условиями внутри фациальной обстановки. Поэтому мы считаем, что свойства лигнита и гагатов должны быть изучены и проанализированы отдельно. По нашему мнению очень важно сузить круг сравниваемых геелефицированных растительных компонентов до типичного витринита. Не исключено, что существенная разница в свойствах витринита из различных типов пород, описанная в вышеупомянутых работах, является следствием слишком широкого понимания термина "геелефицированная древесина" и сопоставления разнотипных компонентов.

Собственные материалы. Краткая характеристика изученного большого фактического материала по угленосным осадкам Грузии дана в табл. 1.

Данные табл. 1 показывают, что образцы витринита из различных литолого-фациальных типов пород в тонких шлифах отличаются друг от друга несущественно. Во всех типах осадков наблюдаются как однородная, так и кsilовитреновая структуры. Реже встречаются образцы, имеющие строение типа структурного витрина. Незначительно меняются также цвет изученных образцов в зависимости от характера вмещающих осадков. В то же время устанавливается отчетливое влияние катагенеза (степени углефикации) на цвет витринита. Отражательная способность образцов витринита измерены в КИМС-е на приборе ПООС-1. По средним значениям ОС составлен рис. 1, где за основу для сравнения приняты показатели ОС концентрированного витринита из углей.

Из рис. 1 видно, что средние значения ОС витринита из различных типов осадков при прочих равных условиях отличаются друг от друга на 0,2 - 0,6% R^a . Измерение оптических свойств гагатизированных включений показывает, что они весьма существенно отличаются от витринита, например, линзы гагата из дельтовых песчаников Ткибули характеризуются средней величиной ОС 6,7%, а витринит из тех же песчаников имеет $R^a = 7,8\%$ крупные линзовидные включения гагатизированного витринита (15x6 см). Из верхнебайосских туфогенных песчаников Ткварчельского района имеют $R^a = 6,9\%$, а в мелких линзах витринита из этих же отложений ОС составляет 8,3%.

В Донбассе из угольных пластов и непосредственно вмещающих разнотипных пород в диапазоне катагенеза от длиннопламенных углей до антрацитов отобраны ~ 70 образцов витринита. Результаты измерения их отражательной способности на приборе ПООС-1 изложены на рис. 2. Судя по рис. 2 средние величины ОС витринита из глинистых пород и песчаников отличаются от средних значений отражения витринита из углей на 0,2-0,5% R^a .

Таблица 1

Литолого-фациальные типы осадков и петрографические признаки витринита в угленосных толщах Грузии

| Месторождение, возраст, зоны катагенеза по маркам углей | Тип и фации вмещающих осадков | | |
|---|---|--|---|
| | Структура и цвет витринита в тонких шлифах | | |
| 1 | 2 | 3 | 4 |
| Ахалцихское, олигоцен, зона бурых углей (Бз) | уголь клареновый - фация <u>торфяников</u> ксиловитреновая, однородная цвет буровато-оранжевый | Глины (каолинит-монтмориллонитовые) - фация лагунно-озерная ксиловитреновая цвет оранжево-коричневый | песчаники (вулканогенные граувакки) - фация дельтовая и речного аллювия ксиловитреновая однородная, редко ксилового строения цвет коричневатый |
| Ткибульское, бат, зона газовых углей (Г) | уголь клареновый - фация <u>торфяников</u> однородная и ксилловитреновая, цвет коричнево-красный | аргиллиты (гидрослюда-каолинитовые) - фация озер и пойменных стариц ксиловитреновая и типа структурного витрина, цвет коричнево-красный | Песчаники (кварц-аркозовые) - фация дельтовая и речного аллювия Однородная и типа структурного витрина, цвет оранжево-красный |
| Ткварчельское, бат, зона жирных углей (Ж) | Уголь клареновый - фация обводненных, часто затапливаемых торфяников Однородная и ксилловитреновая, цвет темно-красный | Аргиллиты (гидрослюда-каолинитовые) - фация озерно-болотная Однородная и ксилловитреновая цвет вишнево-красный | Песчаники (аркозово-граувакковые) - фация дельтовая и речного аллювия Ксилловитреновая и однородная, цвет оранжево-красный |
| Ткварчельское, бат, зона коксовых углей (К) | Уголь клареновый - фация <u>торфяников</u> однородная, цвет темно-красный | Аргиллиты - фация озерно-болотная однородная и типа структурного витрина, цвет темно-красный | Песчаники - фация <u>дельтовая</u> ксиловитреновая, однородная, цвет вишнево-красный |

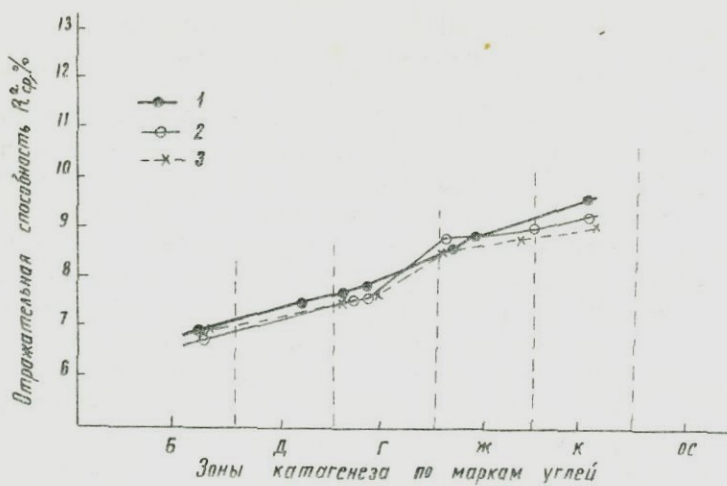


Рис. 1. Зоны катагенеза и средние значения ОС витринита из различных литолого-фациальных типов осадков по угольным месторождениям Грузии. 1 - ОС витринита из углей, 2 - ОС витринита из глинистых пород, 3 - ОС витринита из песчаников.

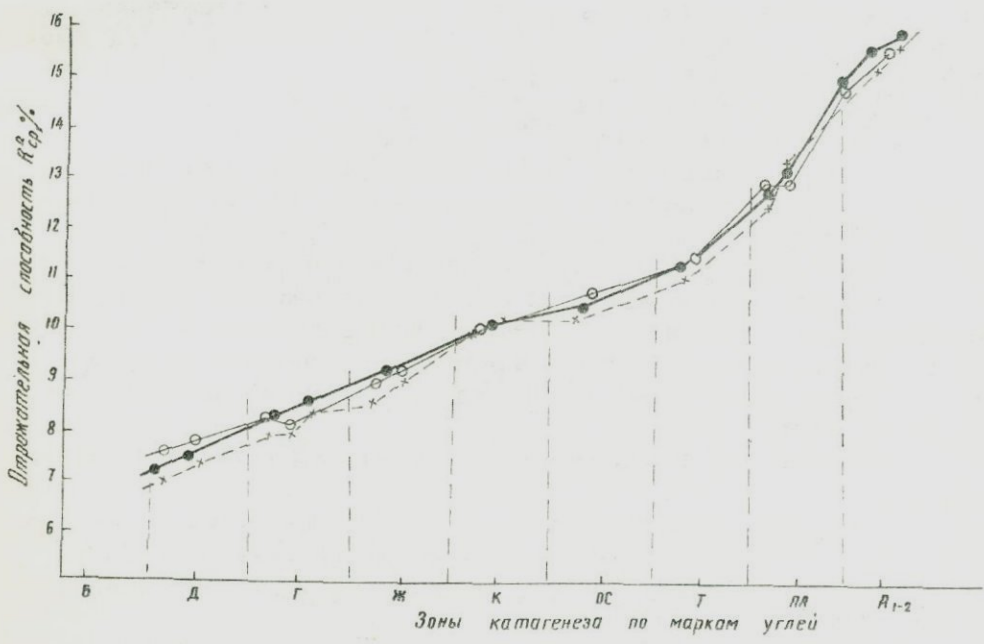


Рис. 2. Зоны катагенеза и средние значения ОС витринита из различных литологических типов осадков по Донецкому бассейну. Условные знаки см. на рис. 1.

Обсуждение результатов исследования и основные выводы

В угленосных отложениях Грузии и Донбасса образцы витринита были отобраны и изучены из кварц-аркозовых и граувакковых песчаников, из монтмориллонитовых и гидрослюда-каолинитовых глинистых пород и угольных пластов. Несмотря на это в одноименных зонах катагенеза петрографические признаки витринита из разнотипных пород оказались примерно одинаковыми. Массовые измерения отражательной способности показывают, что при прочих равных условиях образцы витринита из глинистых пород и песчаников отличаются от витринита из углей на $0,2-0,6\% R^a$. Это составляет 3-8% от абсолютных значений отражения, характерных для данной зоны катагенеза.

Таким образом, по данным рис. 1 и 2 влияние литолого-фациальных условий оказывается не очень существенным. Кроме того следует отметить, что линии отражения, характерные для отдельных разновидностей витринита (из углей, аргиллитов, и песчаников) пересекаются между собой.

Следовательно на формирование оптических свойств витринитов вмещающая среда оказывает неоднозначное влияние. В большинстве случаев витринит из аргиллитов и песчаников характеризуется несколько пониженным показателем отражения. Но иногда рассеянный витринит из песчано-глинистых пород имеет большее отражение, чем витринит из углей (рис. 1, 2). Разнонаправленные колебания величин отражения происходят внутри одноименных литолого-фациальных типов пород. Поэтому в дальнейших исследованиях очень важно выявление тех локальных условий, которые приводят к восстановлению или слабому окислению растительных фрагментов. Необходимо также, в дальнейшем, сузить круг сравниваемых компонентов путем более точной диагностики разновидностей гелефицированной древесины. В настоящей работе лигнит и гагаты не сопоставлялись с витринитом. Это дало возможность значительно уменьшить разброс данных при сравнении ОС витринита из различных литолого-фациальных типов пород.

На основании вышеизложенного можно сделать следующие выводы:

1. В диапазоне катагенеза от зоны бурых углей до антрацитов включительно первичные литолого-фациальные факторы на формирование оптических свойств рассеянного витринита оказывают незначительное влияние.

2. Изменение свойств рассеянного витринита и концентрированной органки происходит главным образом под воздействием температуры и давления. Это дает основание для широкого использования оптических свойств витринита при оценке степени регионального катагенеза осадочных пород.

ЛИТЕРАТУРА

- Аммосов И.И., Горшков В.И. Взаимосвязь катагенеза и нефтегазоносности отложений Западно-Сибирской низменности. В сб. "Рассеянные включения угля в осадочных породах". М., Изд-во "Наука", 1969.
- Аммосов И.И. Литификация и нефтеносность. В кн. "Петрология углей и парагенез горючих ископаемых". М., Изд-во "Наука", 1967.
- Вопросы метаморфизма углей и эпигенеза вмещающих пород. Л., Изд-во "Наука", 1968.
- Международный толковый словарь по петрологии углей. М., Изд-во "Наука", 1965.
- Мусял С.А., Бабинова Н.И. Терминология и свойство микрокомпонентов гумусовых углей. В сб. "Рассеянные включения угля в осадочных породах", М., Изд-во "Наука", 1969.
- Парпарова Г.М. Применение методов углепетрографии для исследования рассеянного органического вещества пород. В кн. "Органическое вещество современных и ископаемых осадков". М., Изд-во "Наука", 1971.
- Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И. Особенности углефикации витрена в породах и углях Ангренского бурогольного месторождения ДАН СССР, 151; № 4, 1963.
- Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И. Вторичные преобразования органического вещества в различных условиях. Литология и полезные ископаемые, 1966, № 5.
- Чичуа Б.К. К вопросу изучения начального метаморфизма (катагенеза) осадочных пород в связи с их нефтегазоносностью. Азербайджанское нефтяное хозяйство, 1964, № 7.
- Чичуа Б.К. К вопросу определения этапов и общего объема катагенетических изменений осадочных пород. Советская геология, 1966, № 3.

Г.В. Эдилашвили, Д.Д. Церетели

О ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ РАЗВИТИЯ СОВРЕМЕННЫХ
ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В РАЙОНЕ НИЖ-
НЕГО И СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ Р. АРАГВИ (ГРУЗИЯ)

Исследованный район охватывает часть единственной транскавказской автомагистрали — Военно-Грузинской дороги, — часто выходящей из строя из-за развития оползневых, селевых и других процессов, а также площадь проектируемой плотины Жинвальской ГЭС, сооружение которой может резко изменить гидрогеологические и физико-механические условия пород, подлежащие затоплению. Поэтому изучение современных геодинамических процессов в указанном районе в настоящее время является весьма актуальным.

Отдельные вопросы современных геодинамических процессов бассейна р. Арагви рассматриваются в трудах предшествующих исследователей (Ренгартен, 1932; Йогансон, 1961 и др.), а детальные инженерно-геологические исследования на локальном участке ущелья р. Арагви проведены ТбилГИДЭПом в связи с проектированием плотины Жинвальской ГЭС. Инженерно-геологическая характеристика и районирование территории Грузии приведена в работах И.М. Буачидзе (1962), Г.М. Арешидзе, И.М. Буачидзе и др. (1970) и Э.М. Церетели (результаты инженерно-геологической съемки масштаба 1:500000).

Авторами настоящей статьи осуществлена крупномасштабная (1:50000) инженерно-геологическая съемка по заданию Грузинского производственного геологического управления (1970-72 гг.). Собранный в процессе этой работы материал, с использованием данных указанных исследователей, позволил сделать некоторые выводы о закономерностях развития оползневых, селевых и других процессов и об относительной роли факторов, определяющих активность современных геодинамических процессов. Поскольку в ходе развития последних основная роль принадлежит факторам литологии, тектоники, морфологии и климата, то кратко приводим некоторые сведения о них.

Рассматриваемый район охватывает части складчатой зоны Южного склона Большого Кавказа и Закавказского срединного массива (Грузинская глыба).

Литологически первая сложена: глинистыми сланцами и тонкослоистыми аркозовыми песчаниками верхнего лейаса, темно-серыми сланцеватыми мергелями и полимиктово-обломоч-

ными известняками кимериджа (свита думаххо); плотными известняками и мергелями титона, где часто встречаются слои псевдооолитовых известняков (свита ципори); темными сланцеватыми мергелями с частыми прослоями известняков нижнего валанжина - 350-400 м; рассланцованными, отчасти глинистыми известняками и реже сланцеватыми мергелями верхнего валанжина - 250 м; темными глинисто-мергелистыми сланцами с пачками мергелей и прослоями песчаников и известняков нижнего и среднего готерива - 320-370 м; чередованием карбонатных, реже кварцевых, часто толстослоистых песчаников и сланцев верхнего готерива-баррема - 400-500 м; ритмичным чередованием глинистых сланцев с песчаниками, реже мергелями, известняками и аргиллитами апта (свита тетра-хеви) - 1000 м; пестрыми аргиллитами и глинистыми сланцами с прослоями песчаников, известняков и, реже, мергелей альба (свита навтис-хеви) - 300-500 м; полимиктовыми песчаниками, мергелями и сланцами нижнего сеномана (свита укугмартти) - 50-66 м; кремнистыми аргиллитами, известняками, кремнями и роговиками верхнего сеномана - нижнего турона (ананурская свита) - 5-40 м; красными, розовыми и серыми известняками и мергелями верхнего турона (свита маргалитис-кдде) - до 32 м; ритмичным чередованием литографского типа известняков и мергелей с прослоями жирных глин верхнего турона-нижнего сенона (свита эшмакис-хеви) - до 200 м; ритмичным чередованием зернистых, песчанистых и органогенно-обломочных известняков, зеленых и красных мергелей верхнего сантона - нижнего-кампана (свита джорчи) - до 100 м; грубозернистыми песчаниками, микроконгломератами, конгломератами и брекчиями кампана-маастрихта (орбитоидная свита) - 150-500 м; мергелями, аргиллитами и песчанисто-микроконгломератовыми известняками с несколькими мощными прослоями конгломерата маастрихта-дата (квиртерская свита) - 150-200 м; темными аргиллитами, песчаниками и песчанистыми известняками дата палеоцена (надорбитоидная свита) - 100-400 м; зелеными мергелями с прослоями песчаников и известняков палеоцена-среднего эоцена (свита квакеври) - 20-25 м; глинисто-песчанистыми, а в южной части района глыбовыми брекчиями с прослоями конгломератов верхнего эоцена - 1000 м;

Низменная часть межгорной депрессии сложена ярозитовыми глинисто-песчанистыми породами олигоцена - нижнего миоцена (майкопская серия) - 700 м; песчанистыми глинами и песчаниками тархан-чокрака (до 300 м); глинисто-песчано-мергелистой и конгломератовой толщей карагана-среднего сармата-1300 м; континентальными глинисто-песчанистыми породами с мощными пластами конгломератов верхнего сармата (нацхорская свита) до 1500 м, конгломератами с пластами глин и песчаников миоплиоцена (душетская свита и базалетская серия) - 800 м.

Четвертичные отложения пользуются широким развитием

и представлены аллювиальными (слагающие пойменные и разные надпойменные террасы р. Арагви), пролювиальными (в виде пролювиальных шлейфов и одиночных конусов выноса) и элювиально-делювиальными отложениями, развитыми в виде шлейфов и мангитов различной мощности (от 0,5–1 м до 20–25 м).

Тектоника района является чрезвычайно сложной; в зоне южного склона Большого Кавказа развиты сжатые, часто опрокинутые на юг складки общекавказского простирания. Они прорваны многочисленными разрывами, большей частью взбросового типа, ориентированными с севера на юг, образуя чешуйки с различными углами наклона плоскостей ($35-90^{\circ}$). Широким развитием пользуется тектоническая трещиноватость, образующая мощные зоны разрушенных трещинами пород, обладающие повышенными фильтрационными свойствами. Межгорная депрессия с севера ограничивается крупным надвигом широтного простирания, ориентированным с севера на юг, по которому складки южного склона Большого Кавказа надвинуты на третичные осадки Грузинской глыбы.

Рельеф северной части района высокогорный (2500–2700 м). Главными орографическими единицами являются отроги Главного Кавказского хребта меридионального направления – Алевский, Гудамакарский и Карталинский, являющиеся водоразделами соответственно между реками Ксани, Белая Арагви и Иори. Основные черты орографии района обусловлены структурно-тектоническими особенностями, выражающимися в прямом соотношении тектоники и рельефа.

Рельеф характеризуется сильной расчлененностью с преобладанием глубинной эрозии, где густота расчленения на 1 км^2 варьирует от 1,5 до 5 погонных километров. Склоны хребтов преимущественно наклонены круто ($35-50^{\circ}$ и больше) к тальвегам. В сторону депрессии рельеф постепенно понижается.

В районе выделяются две климатические зоны:

1. Зона умеренно-влажного климата с холодной зимой и непродолжительным летом; здесь среднегодовая температура – 7° , средняя в январе минус $8-6^{\circ}$, а в июле плюс $10-16^{\circ}$, абсолютный минус 25° . Среднегодовое количество осадков 500–1100 мм при максимуме в мае–июне 80–230 мм и минимуме в январе – 14–10 мм. Снежный покров держится 4–6 мес.

2. Зона переходного климата от умеренно-влажного с холодной зимой к сухому, где среднегодовая температура $10^{\circ}-20^{\circ}$, абсолютный минус $25-20^{\circ}$. Среднегодовое количество осадков 500–600 мм, при максимуме в мае 100–120 мм и минимуме в январе 15–20 мм. Снежный покров держится 2–5 месяцев. Эта зона характеризуется ливневыми дождями в конце лета и в середине осени.

Преобладающая масса атмосферных осадков устремляется поверхностным путем. Подземный сток в основном осуществляет-

ся в четвертичных рыхлых образованиях, а в коренных породах он приурочен к зонам тектонических нарушений.

Приведенный материал показывает, что изученная авторами территория характеризуется весьма сложным геологическим строением, горным, интенсивно расчлененным рельефом, который при наличии благоприятных условий механического, морозного и других физико-химических процессов выветривания с соответствующими гидроклиматическими условиями с учетом литологического состава слагающих пород, обуславливают широкое развитие современных геодинамических процессов. Кроме вышеперечисленных факторов, способствующих возникновению этих процессов, являются современные тектонические движения и связанные с ними сейсмические явления (6-7 баллов), режим поверхностных вод, характер растительного покрова и широкое распространение спорадически обводненного современного элювиально-делювиально-пролювиального глинисто-щебенистого покрова. Следует отметить также антропогенный фактор, обусловленный хозяйственной деятельностью человека: использованием обширных площадей под посевы сельскохозяйственных культур, неправильной подрезкой склонов при постройке зданий (с. Дгнали), закладкой дорог (различные участки Военно-Грузинской дороги), вырубка лесов и др.

Из современных геодинамических процессов в описываемом районе наиболее широким развитием пользуются оползни, сели и овражная эрозия. Остальные процессы, как плоскостной смыв, солифлюкция, карст, суффозия, подмыв берегов реки, выветривание, заболачивание, обвалы и др. также проявлены на территории, но в гораздо меньшей степени и выступают в роли агентов, благоприятствующих развитию основных геодинамических процессов.

Суффозионные процессы в районе пользуются ограниченным распространением и развиты исключительно в породах душетской свиты. Суффозионные воронки в районе с. Ахали-Осеби, развитые на левом склоне меридионально проходящего оврага (правый приток р. Цидралис-хеви), имеют продолговатую форму; длина их достигает нескольких десятков метров; они приурочены к карбонатным глинам и суглинкам. Эти воронки от смежных участков отделены трещинами срыва с вертикальной амплитудой до 20-30 см. При дальнейшей боковой эрозии вышеотмеченного оврага данный участок в перспективе может перейти в оползневой, шириной по фронту более 100 м и длиной около 60-80 м.

Карстовые процессы в описываемой территории характеризуются ограниченным развитием, хотя карбонатные породы пользуются довольно широким распространением. Карстовые формы авторами выделены лишь в истоках правого притока р. Чаргула. Здесь, приблизительно в средней части склона южной экспозиции, хорошо развиты три карстовые пещеры разных размеров в плотных известняках свиты ципори.

В полосе развития нижнесенонских известняков и мергелей на склонах гор наблюдаются морфологически хорошо выраженные формы рельефа в виде ступеней и понижений. Последние можно было бы принять за карстовые, однако, развитию карста здесь препятствует довольно крутое падение слоев (до 50-60°) и частые прослой глинисто-мергелистых пород. Указанные формы рельефа, по наблюдениям авторов настоящей статьи, образовались в результате древних оползневых подвижек. В пользу данного предположения говорит их приуроченность к склонам северной экспозиции, где падение слоев нижнесенонских пород совпадает с уклоном склона; смещению же здесь крупных блоков коренных пород (правый склон р. Хандо и др.) могло способствовать наличие прослоев жирных глин.

Овражная эрозия в районе пользуется довольно широким развитием. Оврагообразовательным процессам особенно сильно подвергаются породы легко податливые экзогенным процессам — третичного и апт-сеноманского возрастов.

Генетически овраги авторами подразделяются на первичные и вторичные. Первичные овраги в основном развиваются ретроградно и являются главным геодинамическим процессом на данном участке; во времени они могут предшествовать более или менее важным геодинамическим процессам и являться причиной их возникновения. Вторичными являются овраги, возникшие в результате других геодинамических процессов (оползни и др.). Они развиты во всех оползневых телах и создают сильно пересеченный рельеф.

Первичные овраги часто бывают причиной возникновения оползней, например, оползни в окрестностях сс. Сашабуро, Мезварианткари, Доласкеди, Джаваханткари, отрезок старой ветви Военно-Грузинской дороги в ущелье Чалахеви и др. Овраг, развитый юго-западнее с. Сашабуро в глинах и конгломератах базальтовой серии, имея глубину вреза до 25 м, стал причиной нарушения равновесия обоих склонов, в результате чего возник оползень блокового скольжения глубиной захвата до 10 м. Северо-западнее этого оползня в пшеничных посевах наблюдаются зарождающиеся овраги в тех же глинах и суглинках глубиной вреза 0,5-1,5 м, которые в дальнейшем могут стать причиной аналогичного явления, если не будут приняты соответствующие меры.

Первичные овраги, развитые в неогеновых глинисто-конгломератовых толщах, часто характеризуются прерывистым распространением — овраги по их распространению то затухают (в местах выходов пластов конгломератов), то вновь активизируются (окрестности сс. Бага, Бодорна, Базалети и др.). В апт-сеноманских породах указанные овраги создают лишь более или менее активные селевые очаги и небольшие оползневые участки, возникшие по бортам оврагов в покровных элювиально-делювиальных отложениях.

В меридионально простирающихся хребтах (Гудамакарский, Карталинский и др.) седловины почти всегда приурочены к выходам апт-сеноманских пород. Здесь процессы оврагообразования создают специфические морфологические формы рельефа — циркообразные углубления в склонах, интенсивно расчлененные веникообразно расположенными оврагами. Поперечное сечение большинства оврагов, развитых во флишевых и карбонатных образованиях, являются У-образным с крутыми ($45-70^{\circ}$), часто неустойчивыми склонами, а в молассовых формациях У-образными с крутыми, часто вертикальными склонами. Глубина вреза их различная — от долей до нескольких десятков метров, чаще всего 2–8 м.

Овраги приносят большой ущерб народному хозяйству — выводят из строя участки дорог, уничтожают посевы, грозят жилым домам (гор. Душети, сел. Базалети и др.). Борьбу против оврагообразований можно осуществить путем засыпки отдельных их участков, устройства поперечных сеточнокаменных или бетонных стен расположенных несколькими ярусами, залесения и запрещения продольных распашек склонов и др.

Оползневые явления в рассматриваемом районе широко распространены. Здесь авторами настоящей статьи описано более 100 оползней, большинство которых приурочено к полосе выходов третичных образований. Местами они развиты в глинисто-мергелистых породах апт-сеномана.

Причины возникновения оползней разные. Они образуются в результате взаимодействия следующих факторов; литологии и морфологии территории с учетом обводненности пород и степени их выветрелости, режима рек и их эрозионной деятельности (боковая и глубинная), переувлажнения пород атмосферными и подземными водами, ряд искусственных факторов.

Особо следует выделить тектонический фактор, способствующий возникновению оползневых процессов, т.к. вдоль разрывов (главным образом надвигов) наблюдается сгущение сети оползней, часто достигающих больших масштабов (оползни в районах сс. Ноджикети, Квавили, Ведзатхеви, Придонаанткари и др.). Часто наблюдается линейная приуроченность оползней к линиям надвигов. Например, в районах сс. Иори, Квемо Аши (по склонам р. Поте-хеви), Наниани, Ведзатхеви и в верховьях р. Чалахеви (всего около 20 оползней) они располагаются на одной надвиговой линии протяженностью 7 км.

Наиболее широким развитием пользуются оползни в делювиально-элювиальных отложениях, что связано с низкими неустойчивыми физико-механическими свойствами пород и обводненностью в контакте с подстилающими коренными породами, легкой насыщаемостью атмосферными осадками, поверхностными и подземными водами; благодаря этому легко нарушается естественная структура покровных образований, которые при благоприятных условиях начинают сползать или обваливаться к днищам

прилегающих рек, балок, оврагов, которые одновременно являются их базами эрозии.

Оползни, развитые в покровных отложениях, хотя и пользуются широким распространением, но масштабы их в большинстве случаев небольшие и имеют длину 60–100 м и ширину 40–60 м, сравнительно реже длина их достигает 250–300 м, при ширине 100–150 м (оползень с. Тхиловани юго-восточнее с. Банцурткари и др.).

Почти все оползни в покровных отложениях типа скольжения с глубиной захвата 2–10 м; чаще всего наблюдаются оползни с глубиной залегания плоскости скольжения от 2–3 до 4–5 м. Реже встречаются оползни типа пластичного течения – оползень на правом склоне р. Мал. Джаха в 1,5 км выше устья, языковые части и некоторые участки разных оползневых тел (оползни в окрестностях сс. Квавили, Мезвриант-кари, Эбниси и др.).

Поверхность оползневых тел, развитых в элювиально-делювиальных отложениях, характеризуется не очень резкими формами рельефа, частыми водопроявлениями в виде родников, заболоченными участками, мелкоступенчатым строением, мелкими и частыми буграми, мелкими трещинами разного генетического происхождения – в основном трещинами срыва и растяжения, шириной 1–10 см и вертикальной амплитудой от нескольких до 20–30 см.

Базами оползней этого типа в подавляющем большинстве служат местные эрозионные врезы, но редко наблюдается приуроченность и затухание оползневых явлений к верхним (оползень в 0,8 км юго-восточнее с. Банцурткари) и средним (с. Цинамхари) частям склона. В обоих случаях именно эти части склонов лишены лесного покрова и мы имеем наглядный пример тех отрицательных последствий, которыми часто сопровождается вырубка лесов. Здесь оползни развиты в оголенных участках и резко затухают в полосе развития лесного покрова. Эти оползни иногда можно отнести к детрузивным оползням (по классификации А.П. Павлова), как например, в средней части правого склона р. Хандо у с. Цинамхари. Здесь, у языковой части оползня, наблюдается перекрытие временно устойчивых, задернованных участков оползневыми наносами мощностью 1–1,5 м, в результате чего эти пока не вовлеченные в движение участки характеризуются обилием вспученных участков и трещин сжатия. В ближайшем будущем ожидается увеличение длины оползневого тела за счет этих участков.

Как отмечалось выше, оползни в основном связаны с полосой развития пород третичного возраста, при этом активизация оползневых явлений возрастает в зонах сопряжения тектонических нарушений, где по линиям разломов, срезающих складки разных толщ, происходит, с одной стороны, свободная циркуляция вод и обводнение раздробленных пород, а с другой – возмож-

ное неоднократное оживление тектонических разломов, обычно сопровождающееся сейсмическими явлениями. Почти все оползни характеризуются сложным строением — имеют несколько плоскостей скольжения (2–3) различных типов.

Первый тип плоскости скольжения приурочен к контакту делювиальных образований с коренными породами. Обычно она находится на глубине от 2 до 3–4 м (в зависимости от мощности делювия), а в языковых частях иногда достигает около 10 м (оползни сс. Ноджикети, Квавили, Мглиани и др.).

Второй тип плоскости скольжения приурочен к зоне выветривания коренных пород, по которой передвигаются сильно выветрелые щебни и глыбы коренных пород мощностью до 5 м. Скорость смещения этой зоны меньше, чем скорость смещенных масс по плоскости первого типа и является основным источником питания последних.

По плоскостям третьего типа происходят смещения больших блоков коренных пород. Эти смещения могут быть консеквентного или инсеквентного (по классификации Ф.П. Саваренского) характера. Глубина залегания плоскости этого типа различная и достигает 50–60 м (с. Цихис-сопели). Часто в таких крупных смещенных блоках возникают оползни второго порядка (по классификации К.И. Богдановича), которые перекрывают старые, ныне временно устойчивые оползни, о наличии и масштабах которых можно догадаться лишь косвенными признаками. Например, в ущелье р. Дгнали по обоим его склонам, в окрестностях с. Цихис-Сопели, интенсивно развиты оползневые процессы в покровных и частично "коренных" породах аптского яруса глубиной захвата около 3 м. Измерение же элементов залегания этих "коренных" пород показало, что они находятся не в коренном залегании. Кроме этого на левом склоне р. Дгнали в 100 м выше по реке были обнаружены останцы озерных голубых глин с прослоями грубозернистых песков и плохоокатанных галек мощностью около 5 м, залегающих на высоте 40 м от уреза реки. Эти факты указывают на то, что имело место смещение по напластованию огромного блока мощностью около 60 м и подпруживание реки. После прорезания естественного барьера останцы этого блока сохранились по обоим склонам р. Дгнали.

Оползни в меловых отложениях почти всегда приурочены к выходам пород апт-сеноманского возраста и иногда достигают огромных масштабов, как например, оползень, развитый в бассейне р. Наркала, площадью около 2 км², который также можно рассмотреть как селевой очаг.

Полевыми наблюдениями установлено, что оползни, развитые в коренных породах генетически бывают типа скольжения с отдельными участками пластичного течения и блокового скольжения, реже обвального типа. В основном плоскости скольжения залегают в пределах 5–15 м.

Оползневые явления приносят большой ущерб народному хозяйству. В бассейне р. Чала-хеви пришли в негодность многочисленные участки старого отрезка Военно-Грузинской дороги, а в устьевой ее части на протяжении около 0,5 км она совершенно уничтожена. Весной 1929-1930 гг. внезапными оползневыми подвижками было уничтожено ряд жилых домов в с. Иремиант-кари (Ренгартен, 1930). В настоящее время оползни грозят некоторым участкам сел. Ноджикети, Упурети, Дгнали, Квемо-хорхи, Ведзатхеви, Квавили и др.

Следует особенно отметить ожидаемые последствия затопления оползневых склонов после сооружения плотины Жинвальской ГЭС. В таких местах произойдет переработка берегов водохранилища. Выразится она преимущественно в активизации оползневых явлений, которые будут приурочены к площадям развития глинистых и флишевых фаций пород мелового и эоценового возраста. Преобладающие объемы оползневых тел будут измеряться сотнями или несколькими тысячами м³. Как исключение, в пределах подтопления эоценовых глин (правый склон р. Арагви, в 4-х км ниже Ананури) они могут в одиночных случаях возрасти до нескольких десятков тысяч м³, однако, этот участок выделяется в верхней половине водохранилища, где оползневые явления наименее опасны. В то же время следует отметить, что крупные смещения блоков коренных пород исключаются поскольку на обоих бортах водохранилища пласты падают вглубь склона или вверх по долине.

Основными мероприятиями борьбы с оползнями являются: отвод поверхностных сточных вод, перехват и отвод грунтовых вод, строительство подпорных стен, залесение и др. При этом следует помнить, что все меры должны быть предприняты заранее, до осложнения причин возникновения процесса и интенсификации последнего.

Селевые явления на исследуемой территории в основном развиты в ее северной части, в полосе развития нижне и верхнемелового флиша (рр. Хандо, Чартали, Дгнали, Сонда, Хорхи, Ципранис-хеви, Хамуша и др.). Одиночные, более мелкомасштабные селевые потоки зарождаются в полосе выхода глинисто-песчаных и карбонатных пород верхнего лейаса и эоцена в бассейне р. Аркала в окрестностях с. Банцурткари.

В зависимости от характера паводка и соотношения твердой и жидкой фаз, в районе развиты турбулентные - каменно-грязевые и водо-каменные, а редко структурные грязе-каменные селевые потоки. Водо-каменные селевые потоки характерны почти для всех рек развитых в пределах района.

Структурные селевые потоки на изученной территории пользуются ограниченным распространением. В небольших масштабах они формируются в бассейне р. Наркала в сводовой части опрокинутой на юг антиклинальной складки, сложенной апт-альб-

скими, богатыми алюмосиликатами породами (глинистые сланцы, аргиллиты, песчаники, мергели). Здесь развиты оползневые процессы и зарождение структурных селей носит оползневой характер (Шеко, 1970). Кроме того, возможные случаи возникновения структурных селей нами допускаются в верховьях р. Чартали и других рек, где наблюдаются огромные валы нагромождения, достигающие высоты 2 м, часто сложенные глыбами скал размером 1-1,5 м в диаметре. Эти отложения часто совершенно свободны от песчано-глинистых (грязевых) частиц, но нельзя сказать, что они были оставлены прошедшим водо-каменным селем, так как по мнению М.С. Гагошидзе (1966) вслед за прохождением структурного селевого потока часто следует ливневый паводок, который легко вымывает из грязекаменных отложений грязевую и мелкощебенистую части селевой массы. Даже после 5-6 дней ливневый паводок, или просто ливневый дождь, легко вымывает еще не отвердевшую грязевую массу селя.

В исследованном районе образованию селей способствует ряд естественных и искусственных факторов. Основными из них являются литологический состав пород с точки зрения их легкой выветриваемости и разрушаемости; климатические условия, как фактор выветривания всех типов (табл. 1), засушливые периоды с редкими ливнями и, как фактор, обуславливающий большую амплитуду колебания суточной температуры в зимние периоды (морозное выветривание), морфология, обуславливающая соответствующую крутизну склонов с наличием небольших горных рек с цирковидными бассейнами; овражный размыв, как разрушающий фактор склонов и образовавший обломочный материал и др. Искусственными факторами являются: вырубка лесов, оголение склонов, обусловленное регулярным использованием их под пастбища; продольная распашка склонов и др.

Селевые очаги в районе в основном приурочены к выходам пород верхнего лейаса, апт-альба и верхнего эоцена. Селеопасные бассейны имеют площади преимущественно в несколько км². Длина большинства рек от 1 до 5 км, уклоны 0,2-0,4. Бассейны расположены в зоне лесов и субальпийских лугов на высотах 1200-2300 м. Селевые очаги занимают 20-30%, а в некоторых бассейнах (левые притоки р. Аркала) до 60-70% их площади. Причиной возникновения селей являются ливни. В годы интенсивной селевой деятельности (1952, 1953, 1957 гг.) сели возникли при многочасовых дождях, сопровождающихся ливнями с интенсивностью 0,9-1,2 мм/мин в течение 10-15 мин (Иогансон, 1961).

При рассмотрении факторов, способствующих возникновению селевых очагов, особое место уделено рассмотрению искусственного фактора-вырубка лесов, оголение склонов, продольная распашка склонов и др. Характерный пример развития эрозии в результате вырубки леса и распашки склонов можно наблюдать на склонах долин рр. Чартали, Дгнали и др. Здесь развита гус-

Таблица 1

| Место взятия монолита | Наименование породы | Возр. пор. | Объемн. вес г/см ³ | Водопогл. по весу % | Порист. кажущ. % | Плотность | Пред. прочн. в возд. сухом сост. кг/см ² | В водонасыщенном сост. кг/см ² | После замораж. кг/см ² |
|---|---------------------|------------|-------------------------------|---------------------|------------------|-----------|---|---|-----------------------------------|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
| В 0,7 км южнее с. Барисахо. Безымянный правый приток р. Пшавская Арагви | Известняк свежий | | 2,66 | 0,24 | 0,64 | 99,36 | 1163 | 1053 | 847 |
| - " - | То же выветрелый | | 2,64 | 0,44 | 1,16 | 98,84 | 1060 | 1042 | 639 |
| у села Пасанаури, ущ. р. Арагви | Мергель свежий | | 2,51 | 1,87 | 4,69 | 95,31 | 1179 | 1005 | 852 |
| - " - | То же выветрелый | | 2,36 | 4,29 | 10,14 | 89,86 | 470 | 403 | 310 |

тая овражная сеть в пределах голых участков, которая затухает в полосе леса.

Возникшие селевые потоки часто достигают крупных масштабов и приносят большой вред различным объектам народного хозяйства. Турбулентными каменно-грязевыми селевыми потоками рек Хорхи, Чартали и др. в сентябре 1970 г. почти полностью была уничтожена дорога Жинвали-Земо-Хорхи и выведен из строя участок Военно-Грузинской дороги.

Методы борьбы против селей выражаются в возведении ограждающих дамб, селенаправляющих сооружений, бетонных арочных селеспусков, устройства мостовых переходов через селеносные реки и др. Большое внимание должно уделяться профилактическим мерам борьбы: залесение склонов и селеносных очагов, запрещение распашки склонов вообще, или только продольного направления, ограничение выпаса скота в селеносных районах и др. При разработке основных направлений противоселевых мероприятий во всех случаях необходимо их научное обоснование, исходящее из особенностей природных условий, типов бассейнов и генезиса селей.

Таким образом широкое развитие оврагообразовательных, оползневых и селевых процессов на исследованной территории обуславливается сложным геологическим строением района при содействии климатических и морфологических факторов; особое сгущение оползневых тел наблюдается в зонах тектонических нарушений. Остальные геодинамические процессы, как плоскостной смыв, обвалы и др. также проявлены на территории, но в гораздо меньшей степени и выступают в роли агентов благоприятствующих развитию основных геодинамических процессов. Проведенные исследования позволили наметить конкретные профилактические мероприятия для предотвращения или ослабления указанных процессов.

ЛИТЕРАТУРА

- Арешидзе Г.М., Буачидзе И.М. и др. Инженерно-геологические условия территории Грузии. В кн. Гидрогеология СССР, т. X, Груз. ССР, изд-во "Недра", 1970.
- Буачидзе И.М. Проблемы инженерно-геологического районирования горно-складчатых областей на примере Грузии. *Мат. совещ. по проблемам инж. геол. районирования.* М., 1962.
- Гагошидзе М.С. Способы защиты от селевых потоков объек-

тов расположенных на конусе выноса горного водотока. Труды Груз. НИИГим, вып. 23, 1965.

Гагошидзе М.С. О правильном определении понятия—селевой поток. Труды Груз. НИИГим, вып. 24, 1966. Тбилиси, 1966.

Геология СССР, том X, Издательство "Недра", Москва, 1964.

Иогансон В.Е., Ермаков А.В. Селевые потоки в районе Военно-Грузинской дороги и основные направления мероприятий по борьбе с ними. Защита железных дорог от селевых протоков. Труды совещания в г. Тбилиси в апреле 1961 г. Тбилиси, 1962.

Ренгартен В.П. Геологический очерк района Военно-Грузинской дороги. Тр. ВГРО, вып. 148, Л-д, 1932.

Шеко А.И. Некоторые закономерности формирования селевых потоков и задачи их инженерно-геологического изучения. Проблемы инженерной геологии. Издательство Московского университета, 1970.

Э.Д. Церетели, Д.Д. Церетели, Г.В.
Эдипашвили

ОБ УСТОЙЧИВОСТИ ПОРОД И УСЛОВИЯХ РАЗВИТИЯ СЕЛЕВЫХ ЯВЛЕНИЙ НА БОЛЬШОМ КАВКАЗЕ (В ПРЕДЕЛАХ ВОСТОЧНОЙ ГРУЗИИ)

Селевые явления, наносят огромный ущерб населенным пунктам и хозяйственным объектам Восточной Грузии, являются существенным препятствием при освоении горных и предгорных районов республики. Интенсивность селевых явлений можно проиллюстрировать на примере Военно-Грузинской дороги, которая на своем пути пересекает свыше 100 селевых водотоков. Здесь за последние 6 лет по селеносным рекам бассейнов Арагви и Терека происходил сход разрушительных селей 4 раза. В восточной части Большого Кавказа в селеносном бассейне р. Дуруджи, где под угрозой постоянно находится г. Кварели, за период 1947-1972 гг. зафиксировано 17 случаев прохождения крупных селей. ("Сели СССР", 1964 г.). Вместе с тем региональное изучение селевых явлений, активность их в пространстве и во времени, и как следствие этого - разработка мероприятий для борьбы с ними пока еще проводится недостаточно.

Бассейны рек Арагви, Терека, Алазани, Горной Тушетии и Кахетии обладают небольшими площадями водосборов, короткими путями транзитных водотоков, большими уклонами русел (11-28° и более) и крутыми гравитационными склонами эрозионных врезов и вместе с тем они отличаются высокими коэффициентами селевой пораженности.

Интенсивному развитию селевых явлений благоприятствуют сложные природно-ландшафтные условия, среди которых геоморфологические факторы играют первостепенную роль в формировании селей. Как справедливо замечает С.М. Флейшман (1970), какое бы количество осадков ни выпало в данном водосборном бассейне, образование селей не происходит, если в очагах селеобразования не окажется достаточного количества рыхло-обломочного материала, а рельеф бассейна не будет способствовать перемещению этих продуктов вместе с водной составляющей. С петрографо-минералогическим составом, состоянием и инженерно-геологическими свойствами продуктов разрушения исходных пород в прямой зависимости находится неоднородность природной среды образования селеформирующих очагов, генезис и динамические свойства потоков и их структурно-реологическая природа. Так, водокаменные и каменногрязевые несвязанные сели свой-

ственные областям распространения молассовых толщ миоплиоцена, тогда как связанные сели, грязевые и грязекаменные сели, в основном формируются в районах развития пластичных глин олигоцен-миоцена, глинисто-сланцевой серии нижней юры и в терригенно-карбонатных отложениях мела и эоцена (Э.Д. Церетели, Д.Д. Церетели, 1970).

В результате проведенных инженерно-геологических исследований на Большом Кавказе в пределах Восточной Грузии выявлено несколько сот активно-действующих селевых очагов и очагов потенциального характера, которые могут принести материальный ущерб разным отраслям народного хозяйства. Одновременно установлено, что в зависимости от геолого-литологического строения территории, устойчивости пород по отношению к выветриванию, степени дезинтеграции грубообломочных продуктов коры выветривания и характера их смещения, селевая активность неоднородна даже внутри одного и того же бассейна. Поэтому изучение геологических факторов в развитии селевых явлений, дает возможность определить пораженность того или иного бассейна селями, характер склоновых процессов, принимавших участие в образовании твердой составляющей селей и, что главное, прогнозировать частоту схода селей и объем выносов селевых отложений. Выделенные авторами основные литологические формации по условиям образования рыхлообломочного материала, в основном, подчиняются общим закономерностям вертикальной зональности природно-ландшафтных условий развития селей.

В целях выяснения общих закономерностей условий развития селей в региональном масштабе и вопросов их пространственного прогнозирования, в пределах описываемой территории выделены следующие четыре характерные инженерно-геологические формации, отличающиеся друг от друга составом, строением, формированием и основными физико-механическими показателями — прочностными свойствами, устойчивостью и сопротивляемостью воздействию атмосферных факторов, деформируемостью и водопроницаемостью:

1. Терригенно-метаморфические отложения нижней юры.
2. Карбонатно-терригенный флиш мела и эоцена.
3. Терригенные отложения олигоцен-миоцена.
4. Молассовые отложения миоплиоцена.

1. Формация терригенно-метаморфических отложений нижней юры

Отложения терригенно-метаморфической формации протягиваются вдоль широкой полосы в высокогорной части Большого Кавказа в гипсометрическом интервале 2000-4000 м. Они смяты в изоклинальные складки общекавказского направления и нарушены многочисленными разрывами. Анизотропные глинистые слан-

цы и песчаники отличаются исключительной неустойчивостью к процессам выветривания и размыва. Для них характерны мощная кора выветривания (свыше 50 м.), активно развивающиеся склоновые процессы.

Современный рельеф данной области, сформирован в условиях сложных восходящих движений плейстоцена, на пластике которых сильно отразилось интенсивное развитие процессов экзодинамики. Эрозионно-денудационные процессы являются здесь основными рельефообразующими факторами, а созданные ими формы-господствующими. Однако они не успели полностью уничтожить следы плейстоценового оледенения, поэтому для этой области присущи формы рельефа двух генераций: эрозионно-денудационные и гляциальные.

Селевые очаги охватывают почти все крупные и малые водотоки бассейнов рек Б. Лиахви, Лехура, Ксани, Арагви, Террека, Иори и Алазани. Очаги селеобразования приурочены исключительно к эрозионно-ледниковым и гравитационным формам рельефа. Твердый материал поставляется до зарождения селей при преобладании механическо-морозного выветривания и плоскостного смыва, с участием снежных лавин, моренных образований и оползней-обвалов.

Обильный материал продуктов выветривания поставляется в основном в альпийской и субнивальной зонах, где легко выветривающиеся глинисто-песчаные породы обнажаются на больших площадях. По данным лабораторных исследований установлено снижение устойчивости пород к выветриванию при воздействии водной среды и мороза. Так, если прочность невыветрелых песчаников составляет $2200-2500 \text{ кг/см}^2$, то она в сравнительно выветрелой породе снижается в 4-5 раз (до $648-480 \text{ кг/см}^2$), а при воздействии водной среды и замораживания - в 6-10 раз (до $342-280 \text{ кг/см}^2$).

Агенты выветривания особенно активно воздействуют на глинистые сланцы в связи с их интенсивной смятой и наличием в них кливажа и сланцеватости. Прочность их при воздействии воды и морозного выветривания при температуре $-20-22^{\circ}\text{C}$ с $1000-1700 \text{ кг/см}^2$ падает до $560-130 \text{ кг/см}^2$, а в ряде мест породы полностью разрушаются. Обычно в мощных дезинтегрированных образованиях коры выветривания преобладают тонкоплитчатые щебеночно-осыпные материалы, среди которых фракция 2-50 мм занимает более 50% общей массы, а заполнителем служит суглинистый мелкозем.

Процессам выветривания благоприятствуют сильная эродированность рельефа, контрастность климатических условий, наличие обширных площадей активного выветривания при преобладании глинистых пород. Здесь средняя температура января от $-6-9$ до $11-13^{\circ}$, а июля - августа $+14-10^{\circ}$. Абсолютный минимум темпе-

ратуры воздуха - 25-30° и ниже. Нижняя часть зоны свободна от заморозков только в июле. Период со средней суточной температурой выше +5° С продолжается 2-2,5 месяца. Годовая сумма осадков 1300-1500 мм.

Гранулометрические исследования показывают, что в большинстве случаев фракция крупнее 100 мм в твердой составляющей не превышает 10-24%, а фракция 50-5 мм порядка 47-68%; 5-1 мм - 12-25%; глинистые частицы менее 0,005 мм не превышают 7-10% общей массы мелкой фракции.

2. Формация карбонатно-терригенного флиша мела и эоцена

Данная область селеобразования охватывает среднегорный сильно расчлененный рельеф восточной периферии южного склона Большого Кавказа в пределах бассейнов рек Б. Лиахви, Меджуда, Лехура, Ксани, Арагви, Иори, и Илто, а также рек, стекающих со склонов западной части Цив-Гомборского хребта. В области распространения терригенно-карбонатного комплекса активизация селей совпадает с периодом весенне-осенних обильных дождей и интенсивного снеготаяния. В них сели зарождаются почти каждый год, а в ряде бассейнов - несколько раз в год.

По своим инженерно-геологическим свойствам эти породы способствуют образованию грязевых и грязекаменных селей, в том числе и структурных, хотя в распределении твердых материалов по пути стока замечается определенная гидрологическая динамичность. Реки прорезают вкрест простирания сильно дислоцированные и осложненные тектоническими нарушениями карбонатно-терригенные породы разной устойчивости, создавая глубоко врезанные долины с У-образным сечением.

В зависимости от податливости пород процессам эрозии и денудации, наблюдается чередование расширенных и суженных (до узких теснин) участков долин с одновременным выполаживанием склонов или же увеличением крутизны их до обрывистости. В целом, по степени воздействия экзодинамических процессов на литологические комплексы пород, господствуют скульптурные формы рельефа, созданные эрозионно-гравитационными явлениями.

Процесс воздействия экзодинамических процессов происходит в полном соответствии с климатическими условиями зоны умеренно-влажного климата с холодной зимой и продолжительным нежарким летом с двумя минимумами осадков. Средняя температура января -3 -6°, июля +14 -19°. Абсолютный минимум температуры -18° -21°, максимум +30 -35°. Температура выше +5 -10° с апреля - мая по октябрь. Свободны от заморозков -1 -2 месяца в году, среднегодовое количество осадков колеблется в пределах 900-1400 мм. Суточный максимум осадков в 100-120

мм., часто падает на июнь-август месяцы.

Источниками твердого материала, участвующего непосредственно в питании селей, служат меловые и эоценовые инженерно-геологические комплексы пород (мергели, мергелистые и кремнистые сланцы, карбонатные песчаники, мергелистые, кремнистые и песчаные известняки), которые в долинах рек создают эрозионно-осыпные склоны, нередко достигающие высоты нескольких сот метров. Обнажающиеся на поверхности смятые и трещиноватые породы находятся под влиянием интенсивного выветривания, смыва и постоянного возобновления гравитационных процессов, в результате которых в эрозионно-осыпных очагах селеобразования накапливаются мощные продукты выветривания - от грубообломочного материала до песчаных частиц и мелкоземов. Степень воздействия агентов выветривания и смыва находится в полном соответствии с петрографо-минералогическим составом пород и их инженерно-геологическими показателями. Так, если для невыветрелых карбонатных полимиктовых песчаников и известняков прочность сжатия составляет преимущественно $1500-2200 \text{ кг/см}^2$ при пористости и водопоглощении $0,14-4\%$, то у сравнительно выветрелых - прочность снижается в 1-2 раза (при воздействии водной среды и замораживания - до $850-200 \text{ кг/см}^2$), а пористость и водопоглощение увеличивается в 5-14 раз. Эти скальные породы в коре выветривания характеризуются глыбовой отдельностью, в результате их дезинтеграции создаются грубообломочные продукты.

Дезинтеграция продуктов выветривания сравнительно быстро протекает в карбонатных песчаниках, где наряду с механическим выветриванием происходит и химическое выщелачивание. Данные химического анализа показывают, что содержание в них легко растворимых минералов составляет 1 г на 100 г породы и более, что является внушительным показателем для ослабления прочности жестких связей. Особенной податливостью выветриванию отличаются тонкорассланцованные, размягчающиеся глинистые песчаники, мергелистые сланцы и мергели, залегание которых между пластами скальных пород в зоне выветривания создает гравитационные понижения по простиранию пластов. У мергелей в зоне выветривания прочность падает с $1100-1000 \text{ кг/см}^2$ до $470-403 \text{ кг/см}^2$. Для невыветрелых мергелистых и глинистых сланцев показатели прочности варьируют от $130-200$ до $600-900 \text{ кг/см}^2$, снижаясь после смачивания от $560-400$ до $90-70 \text{ кг/см}^2$. В ряде случаев в зоне выветривания прочность их падает до 0.

Таким образом, поступающие в большом количестве с эрозионно-осыпных склонов продукты выветривания в очагах селеобразования создают потенциальную возможность для зарождения мощных селевых потоков в среднем один раз в 2-3 года.

Обычно в области развития пород флишевой формации гос-

подступают турбулентные водокаменные и каменно-грязевые потоки. В составе грубообломочного материала фракция крупнее 100 мм составляет 13-57%, причем ее содержание уменьшается с запада на восток от 21-57% до 13-27%: глинистые частицы занимают 5-11%.

3. Формация терригенных отложений олигоцен-миоцена

Отложения этой формации охватывают сильно расчлененные предгорные области южного склона Большого Кавказа, включая Цив-Гомборский хребет. Характерными для этой области являются полого-складчатые структуры с холмисто-грядовыми формами рельефа. Эрозионные долины меридионального направления врезаются в слабоустойчивые породы на глубину 200-500 м. Терригенные отложения залегают, в основном, в сложных тектонических условиях. Пласты их перемяты и осложнены разрывами и другими нарушениями. Литологически они представлены чередованием глин, песчаников и аргиллитов с прослоями и пачками мергелей и конгломератов. В данном инженерно-геологическом комплексе связанные породы занимают преобладающее положение (до 50-80%): механический состав и консистенция их варьируют в широких пределах.

Обычно умеренно-влажный и теплый климат (средняя температура самого холодного месяца от -0 -3 до $+4$ -7° , наиболее теплого $+22$ -25°) при наличии пород с низкими инженерно-геологическими показателями способствует образованию мощной коры выветривания, а обильно выпадающие атмосферные осадки (среднее годовое количество их от 400-1000 мм для восточной части до 1300-1800 мм - для западной) придают рельефу сильно расчлененный облик. Нередко даже песчаники сравнительно высокой прочности (600 - 1000 кг/см²) в процессе выветривания за короткий срок снижают свою прочность до 150 - 50 кг/см² и часто превращаются в рухляки (особенно размягчающиеся разности). Глины твердой консистенции и аргиллиты преобразуются в пластичные глины. Последнее обстоятельство благоприятствует развитию мощных очагов оползней и эрозионного размыва и, в конечном счете, ведет к зарождению селей.

Оползневые смещения охватывают большие участки эрозионных склонов и водосборных бассейнов небольших рек. Ввиду высокой коллоидной активности и низких инженерно-геологических показателей глинистых пород смещение оползней имеет место даже в самые засушливые периоды года в результате деятельности грунтовых вод. Обычно в зависимости от минералогического состава глинистых пород и их количественного содержания, смещение их в водонасыщенном состоянии происходит под углом внутреннего трения $5^{\circ} 42'$ - $27^{\circ} 10'$ при соответствующем

шем сцеплении (0,100–1,00 г/см²) и коэффициенте внутреннего трения (0,070–0,550).

Таким образом, в данном инженерно-геологическом комплексе в формировании селевых очагов принимают участие в основном оползневые накопления и отложения плоскостного смыва. При выпадении атмосферных осадков в соответствующем количестве, сели могут возникать многократно в любое время года. Кроме того при смещении оползней с противоположных бортов оврагов нередко образуются преграды на пути их стока, после прорыва которых еще более энергично проявляются селевые потоки.

Изучение морфолого-фациальных особенностей селевых отложений и их физико-механических свойств устанавливает преобладание в области терригенных отложений грязево-каменных и грязевых потоков структурного типа. При этом в селевой массе пылевато-глинистые частицы занимают 60–80%, а из 20–40% грубообломочного материала 10–15% приходится на долю глинистых окатышей.

4. Формация молассовых отложений миоплиоцена

Миоплиоценовые континентальные отложения пользуются широким развитием в области восточного погружения Грузинской глыбы и в периферийных частях южного склона Большого Кавказа, включая и высокоприподнятый Цив-Гомборский антиклинорий.

Положительные морфоструктуры данной области создают низко- и среднегорный рельеф, интенсивно-расчлененный реками Большой Лиахви, Ксани, Арагви, Иори и левобережными притоками р. Алазани. План эрозионного расчленения характеризуется господством поперечных элементов, имеющих направление перпендикулярное к орографической оси морфоструктуры. Коэффициент расчленения составляет в среднем 0,8–1 км/км².

Резкая фациальная изменчивость мощных молассовых отложений (диагональное переслаивание и взаимозамещение, выклинивание и карманообразное залегание) указывает на широкое развитие в данной области селевых процессов в период интенсивных воздыманий и становления горного рельефа. В то время также преобладали водокаменные сели, совпадающие с эпохой пльвиального режима.

Формация представлена инженерно-геологическим комплексом континентально-обломочных отложений со связными и песчаными породами-конгломератами с прослоями и линзами глин, суглинков и рыхлых песчаников. Конгломераты, составляющие около 80% комплекса, представлены хорошо обработанными и редко вулканогенными породами. Цемент конгломератов песчано-глинистый, известково-глинистый и песчано-известковистый составляет 10–20% от массы породы.

Обычно в конгломератах материал размером крупнее 10–50 мм составляет 50–80%, песчаные частицы 15–20%, а пылеватоглинистые до 5–10% (Церетели, Экизашвили, 1970). Породы обладают средней цементацией, нередко слабой цементацией и переходят в рыхлые галечники.

В зависимости от степени цементации и минералогического состава цементирующего вещества, инженерно-геологические свойства конгломератов меняются в широких пределах. Их объемный вес составляет 1,80–1,99 г/см³, водопоглощение 1,18–17,9%, коэффициент фильтрации 10–24 м/сутки, временное сопротивление сжатию в воздушно-сухом состоянии 100–165 кг/см², в водонасыщенном 40–99 кг/см², коэффициент размягчаемости 0,4–0,6.

Разрыхление конгломератов особенно быстро протекает в зоне выветривания. Прочность их резко уменьшается при глинисто-карбонатном цементе вследствие легкого выпадения растворимых материалов и размягчаемости. В большинстве случаев содержание легкорастворимых минералов равно 0,19–1,0 г на 100 г заполнителя.

Глины и суглинки, занимающие в разрезе молассовой⁶ формации подчиненное положение, пелитовые, песчанистые и карбонатные. Часто в глинах пелитовой структуры тонкодисперсные коллоиды составляют до 98–99%, в то время как в песчанистых – всего 36–40%. Глинистая масса в большинстве случаев монтморилонитовая с примесью гидрослюда и каолинита. В зависимости от количественного содержания глинистой фракции и их минералогического состава, инженерно-геологические показатели связанных пород меняются в широких пределах.

Объемный вес связанных пород варьирует в пределах 1,83–2,18 г/см³, пористость 33–45%, предел текучести 38,79–52,65, число пластичности 18,99–27,81, угол внутреннего трения при естественной влажности 19,47–22,83% составляет 16°42′ – 29°21′, а после водопоглощения 10°15′ – 19°21′ при конечной влажности 26,60–28,80%.

Господство легко разрыхляемых и размягчаемых конгломератов и их высокая водопроницаемость, наличие частых выходов подземных вод вдоль контактов конгломератов со связными породами, а также густая расчлененность рельефа и господство аридного климата, благоприятствуют развитию гравитационно-оползневых и эрозионных процессов. Размыв производится особенно интенсивно временными водотоками, питающимися исключительно атмосферными осадками. Среднегодовое количество осадков колеблется в пределах 500–1000 мм. Минимум в январе (15–22), максимум – в мае (100–160 мм). В пределах водосборных бассейнов площади активно развивающихся гравитационно-оползневых и эрозионных склонов составляет примерно 80–90%.

В области развития моласс эрозионно-оползневые процессы и селевые явления встречаются почти в каждом эрозионном вре-

зе. Вследствие поступления в водоток большого количества оползнево-обвальных накоплений и материала смыва, зарождение селевых очагов происходит часто, и мощность их велика — они могут формироваться в любое время года и повторяться несколько раз в году при достаточном количестве жидкой среды.

В молассовой формации преобладают водокаменные и каменно-грязевые сели, очень редко формируются структурные несвязанные сели. Гранулометрическое изучение отложений показывает, что седиментация их подчиняется закону гидродинамики. Если в области аккумуляции материал крупнее 100 мм составляет 30–35%, то в зоне транзита постепенно увеличивается от 40–50 до 70–80%. Пылевато-глинистые частицы в грубообломочном материале обычно составляют не более 2–8% общей массы.

Изложенный выше материал показывает, что на исследованной территории наиболее опасным для народного хозяйства являются сели, формирующиеся в отложениях терригенно-метаморфической, карбонатно-терригенной и молассовой формациях. Особенно часто сели формируются в разрыхленных конгломератах миоплиоцена. Здесь сели в состоянии повторяться несколько раз в год при достаточном количестве водной составляющей. В результате изучения гранулометрического состава селевых отложений, приуроченных к разным инженерно-геологическим формациям пород, установлены ведущие генетические типы селей — водокаменные, каменно-грязевые, грязекаменные и грязевые, без учета которых невозможно проведение каких-либо радикальных селезащитных технических мероприятий.

ЛИТЕРАТУРА

Селли в СССР и меры борьбы с ними. Москва "Наука", 1964.

Флейшман С.М. Сели, Ленинград, 1970.

Церетели Э.Д., Церетели Д.Д. Инженерно-геологическое районирование селевых очагов на примере Грузинской ССР — В кн. "Материалы научно-технического совещания по вопросам изучения и прогноза селей, обвалов и оползней". Душанбе, 1970.

Церетели Э.Д., Экизашвили К.Г. Условия формирования селей в междуречьи Иори-Алазани и меры по их предотвращению.

Изд-во Грузинской НИИ научно-технической информации, Тбилиси, 1970.

Академику АН Армянской ССР, заслуженному деятелю науки Армянской ССР и Азербайджанской ССР, профессору Паффенгольцу Константину Николаевичу в марте 1973 г. исполнилось 80 лет со дня рождения и 60 лет научно-педагогической деятельности.

Он родился в селе Албинец, Бессарабии (ныне Молдавской ССР) в бедной семье. В 1911 г. К.Н. Паффенгольц поступил в С.-Петербургский (Ленинградский) Горный институт, и будучи студентом 1911-1919 гг. начал самостоятельные геологические наблюдения на Северном Кавказе, а затем в районах Армении и Грузии. В результате К.Н. Паффенгольцу, студенту III курса была присуждена золотая медаль Русского Географического общества. Поэтому по окончании Горного института в 1919 г. он был принят в Геологический Комитет в качестве младшего сотрудника где и работал под руководством проф. А.П. Герасимова.

Первая научная работа К.Н. Паффенгольца о батумских литерах опубликована в 1923 г. С этого времени он приступает к планомерному геологическому изучению сначала Малого Кавказа, а затем всего Закавказья, где работает до настоящего времени (55 лет). За этот период он принимал участие в изучении геологического строения и закономерностей размещения полезных ископаемых Кавказа.

Особенно большой вклад на Кавказе К.Н. Паффенгольц внес в геологическое изучение территории Армении и прилегающих к ней частей Азербайджана и Грузии. Результаты его исследований отображены в многочисленных трудах, в которых впервые освещались вопросы стратиграфии, тектоники, магматизма и геологии месторождений полезных ископаемых. К ним относятся монографии "Дашкесан и Заглик" (1928), "Чиракидзор" (1928), "Кедабек" (1932), "Нахичеванское месторождение каменной соли" (1932). Указанные труды послужили основой дальнейших геолого-поисковых и разведочных работ.

Вопросам гидрогеологии посвящены работы: "Геологический очерк правобережья р. Куры от Тбилиси до р. Ингачай" (1930), "Озеро Гек-гель и р. Ганджачай как возможные источники водоснабжения г. Ганджи" (1933) "Геологические исследования в районе Гидроэлектрической станции на р. Дзоракет (1934).

В 1932-33 гг. К.Н. Паффенгольц был откомандирован в Таджикско-Памирскую экспедицию, где составил геологическую карту высокогорной (от 3000 до 5500 м абсолютных высот) труднодоступной местности.

В 1933-1938 гг. К.Н. Паффенгольц продолжал работы в Закавказье. Оригинальными являются труды о молодом эффузивном магматизме Армении и некоторых районов Грузии и Азербайджана. Здесь им особенно детально разобран генезис туфов и проблема лав горы Арагац (1939).

В годы Великой Отечественной войны К.Н. Паффенгольц

работал главным геологом Армянского геологического Управления, а также выполнял задания командования Закавказского фронта по военной геологии. Одновременно он подготовил труд, — "Армения в системе Малого Кавказа и Анатолии" объемом 80 листов, удостоенная Государственной премии первой степени.

В связи с выдающимися научными заслугами К.Н. Паффенгольца в деле изучения геологии, полезных ископаемых и водных ресурсов Армении и с участием его в народно-хозяйственном строительстве, он в 1943 г. был избран действительным членом первого состава Академии Наук Армянской ССР.

За период 1952–55 гг. К.Н. Паффенголец впервые составил сводную государственную геологическую карту Кавказа в масштабе 1:500 000 на 9 листах с 13 размерами на двух листах. Карта вышла из печати в 1956 г. демонстрировалась на XX сессии Международного Геологического Конгресса в Мехико и широко используется Кавказскими геологами. Объяснительная записка к ней "Геологический очерк Кавказа" была опубликована в 1959 г. и в 1963 г. издана на немецком языке, в ГДР.

К.Н. Паффенгольцем написан ряд статей для серийного издания "Геологическое строение СССР", т. 1, Стратиграфия, для издания "Геологическая изученность СССР", для Армянской и Азербайджанской энциклопедии, и "Атласа Армянской ССР" и др.

В 1959 г. была опубликована статья "Геологический очерк Эльбруса" (Изв. АН СССР, № 2, 1959), а в 1964 г. — "Геологический очерк Арагацского вулканического массива" (соавтор Г.Т. Тер-Месропян), а затем и ряд статей для II тома (Стратиграфия) — "Геология Армянской ССР", сборника "Сейсмическое районирование СССР", издание "Геологическая изученность СССР" т. 12 (Северный Кавказ).

В 1970 г. К.Н. Паффенгольцем опубликована монография "Очерк магматизма и металлогении Кавказа", а уже через год — в 1971 г. — очередная монография Кавказ-Карпаты-Балканы. Наряду с указанными работами Константин Николаевич в течение последних семи лет участвовал в составлении второго издания трехтомного Геологического словаря, являясь его главным редактором. Словарь этот ныне (1972–1973 гг.) издается в Москве.

Вся научно-производственная деятельность К.Н. Паффенгольца на протяжении 55 лет протекала в тесном контакте с Закавказскими геологическими управлениями (в особенности с Армянским Управлением) и с другими геологическими и производственными организациями. В процессе совместных работ с К.Н. Паффенгольцем многие молодые геологи Кавказа получили хорошую подготовку и выросли в самостоятельных специалистов.

В стенах Геолкома-ЦНИГРИ-ВСЕГЕИ Константин Николаевич непрерывно работает в течение свыше 60 лет и в настоящее

время на общественных началах трудится в Секторе Европейской части Союза, а в институте Геол. АН Арм. ССР — как консультант выполняет многочисленные научно-исследовательские работы.

Советское правительство высоко оценило заслуги К.Н. Паффенгольца и наградило его тремя Орденами (Ленина, Трудового Красного Знамени, Знаком почета) и четырьмя медалями. Президиум Верховного Совета Армянской ССР наградила его почетной грамотой, а Министерство геологии — Знаком отличника разведки недр. Жизнь и деятельность К.Н. Паффенгольца является ярким примером честного служения народу, делу строительства Коммунизма в нашей стране.

В день славного восьмидесятилетия неутомимого исследователя геологии и минеральных богатств Кавказа, коллектив геологов КИМС приветствует в лице Константина Николаевича, одного из крупнейших представителей Советской геологической науки; скромного, отзывчивого человека и желает ему сил и энергии для осуществления новых, больших задач, стоящих перед геологической наукой.

ОГЛАВЛЕНИЕ

| | |
|---|-----|
| Предисловие | 7 |
| Г.А. Твалчрелидзе, А.В. Нетреба, В.В. Панцу- лая, В.Б. Черницын | 7 |
| + Научные принципы металлогенического анализа Кавка- за | 7 |
| 7 В.И. Буадзе, М.Ш. Кавиладзе | 7 |
| Генезис колчеданных месторождений в свете изучения изотопного состава серы рудослагающих сульфидов | 42 |
| - С.А. Кекелия, А.Н. Амбокадзе, М.П. Гудушау- ри | 42 |
| Об особенностях размещения ртутного оруденения в рудных провинциях средиземноморского пояса | 90 |
| В.Б. Черницын, А.В. Нетреба, В.И. Радько, А.Я. Месечко, А.И. Бобовникова | 90 |
| 7 Ртутное оруденение в ультраосновных породах Север- ного Кавказа | 113 |
| - А.Н. Амбокадзе, С.А. Кекелия, М.П. Гудушау- ри | 113 |
| К вопросу о структурных условиях локализации ртутно- го оруденения в горной Абхазии и Сванетии | 125 |
| Д.Г. Салия, А.А. Квициани | 125 |
| О новом ртутно-полиметаллическом проявлении в Верх- ней Сванетии | 143 |
| - Д.Г. Салия, А.А. Квициани, Н.П. Вяхирев | 143 |
| К минералогии жильных минералов ртутных месторож- дений Грузии | 145 |
| А.Г. Твалчрелидзе | 145 |
| + Некоторые геохимические и физико-химические особен- ности пирротинового оруденения Горной Абхазии. | 162 |
| Т.Г. Зулиашвили, К.И. Абашидзе | 162 |
| К вопросу рудных обломков на Маднеульском колчедан- но-полиметаллическом месторождении | 182 |
| 7 В.К. Надарейшвили | 182 |
| Особенности гипергенного метаморфизма Урупской груп- пы медноколчеданных месторождений | 190 |
| Д.С. Бурджанадзе | 190 |
| Геологическое строение западной части Карталинской депрессии и вопросы ее марганценосности | 207 |
| Н.И. Хамхадзе | 207 |
| Поведение железа и марганца в процессе образования Чиатурского марганцевого месторождения | 213 |
| Д.Г. Надарейшвили, И.Д. Долидзе | 213 |
| Физико-химические условия образования скарнов Дзам- ского месторождения | 219 |

| | |
|---|-----|
| Г.Л. Асатиани | |
| Дайки второго этапа и их металлогеническое значение | 229 |
| Д.Г. Челидзе, Н.И. Хамхадзе | |
| Закономерности размещения и генезис кремнистых пород Закавказья | 242 |
| Г.А. Магалашвили | |
| Перспективы выявления месторождений фарфорового камня в Грузинской ССР | 248 |
| Р.Л. Шубладзе, З.М. Гордезиани | |
| Генезис и поисковые критерии месторождений высококремнистых цеолитов | 256 |
| В.Г. Гогешвили, Т.Ш. Гогешвили, Т.Г. Зулиашвили, А.И. Сухишвили, И.Б. Кипиани | |
| Гидротермальная морденитизация в верхнемеловой вулканогенной толще юго-восточной Грузии | 270 |
| В.Г. Гогешвили, Т.Ш. Гогешвили, Т.Г. Зулиашвили, А.И. Сухишвили, М.И. Чохонелидзе, Н.К. Мусеридзе | |
| Петрология кислых пород верхнемеловой вулканогенной толщи Южной Грузии и некоторые вопросы блоковой тектоники | 280 |
| Г.М. Бенидзе | |
| Диабазы горной Тушетии и связанные с ними изменения | 317 |
| С.Ш. Саркисян | |
| Эффузивно-интрузивные ассоциации среднего эоцена северо-западной части Малого Кавказа | 328 |
| Р.Г. Кофман | |
| Структурно-морфологические особенности верхнеюрских вулканогенных отложений Дашкесанского рудного района | 340 |
| Б.К. Чичуа, А.А. Асланикашвили, Н.А. Лацабидзе | |
| Оценка мощностей смытых отложений по степени катагенеза несогласно контактирующих осадков | 351 |
| Б.К. Чичуа, А.И. Суладзе, А.Д. Кобахидзе | |
| Особенности изменения отражательной способности витринита из различных литологофациальных типов осадочных пород в процессе катагенеза | 359 |
| Г.В. Эдилашвили, Д.Д. Церетели | |
| О закономерностях различия современных геодинамических процессов в районе нижнего и среднего течения р. Арагви | 366 |
| Э.Д. Церетели, Д.Д. Церетели, Г.В. Эдилашвили | |
| Об устойчивости пород и условия развития селевых явлений на Большом Кавказе | 379 |
| 80 - летие академика АН Армянской ССР Паффенгольца | 388 |

1910

Цена 2 руб. 50 коп.