

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
БАШКИРСКИЙ ФИЛИАЛ  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

**ВУЛКАНИЗМ  
И МЕТАЛЛОГЕНИЯ  
ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
БАШКИРСКИЙ ФИЛИАЛ  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

**ВУЛКАНИЗМ  
И МЕТАЛЛОГЕНИЯ  
ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ**

5044

УФА — 1986



Вулканизм и металлогения геосинклиналей:  
Сборник научных трудов. — Уфа: БФАН СССР,  
1986. — 120 с.

Вошедшие в сборник статьи содержат последние данные по доорогенному вулканизму, металлогении, геологии колчеданных и сульфидных месторождений Южного Урала, а также Малого Кавказа и Рудного Алтая. Серия статей посвящена структурно-формационному анализу и металлогении этих регионов, геохимии вулканогенных формаций. В другой группе статей освещаются общие вопросы происхождения и закономерностей размещения колчеданного оруденения. В публикациях третьей группы рассмотрены геологическое строение, геохимия и петрография рудовмещающих пород конкретных сульфидных месторождений. Сборник представляет интерес для широкого круга геологов, занимающихся изучением эвгеосинклинального вулканизма и связанных с ним рудных концентраций.

Ил. 21, табл. 15, список лит. — в конце статей.

Редакционная коллегия:

М. И. ИСМАГИЛОВ, А. М. КОСАРЕВ, Б. Д. МАГАДЕЕВ,  
И. Б. СЕРАВКИН (отв. редактор)

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Проблема рудоносности вулканогенных формаций заслуженно привлекает к себе внимание многих геологов в связи с высокой практической и теоретической значимостью. Разработка различных аспектов этой проблемы особенно успешно осуществлялась в Советском Союзе на Урале, Рудном Алтае и Кавказе — классических провинциях развития колчеданных месторождений разного типа. В последние годы стало ясно, что металлогеническое районирование разного масштаба, необходимое для эффективного прогнозирования вулканогенных месторождений и рациональной постановки поисково-разведочных работ, должно осуществляться на основе палеовулканологических реконструкций. Это повысило значение изучения вещественного состава и внутренней структуры вулканогенных формаций.

В выяснении многих вопросов вулканогенной металлогении важную роль сыграли работы преждевременно ушедшего из жизни Павла Филипповича Сопко — крупного исследователя колчеданных месторождений, внесшего весомый вклад в отечественную науку. Для нас, его учеников и близких к нему людей, смерть эта была особенно внезапной, видимо, прежде всего потому, что оборвала его активную научную и организаторскую работу в тот период, когда она была еще на взлете. Полевые исследования на Южном Урале, доклады на всесоюзных совещаниях в Миассе и Магадане — вот далеко не полный перечень дел последних месяцев его жизни.

Главной проблемой, которой он отдал многие годы творческого труда, была проблема связи рудообразования с процессами вулканизма. В последние годы П. Ф. Сопко для решения этой проблемы были организованы и под его руководством успешно осуществлены сравнительные исследования условий формирования колчеданных месторождений в нескольких регионах Советского Союза — на Южном Урале, Малом Кавказе и Рудном Алтае. Результатом этих исследований явились не только интересные научные и практические выводы, изложенные в отчете, серии статей и готовящейся к изданию монографии, но и укрепление творческих контактов и взаимопонимания людей, выполнявших совместную работу. Талант исследователя и обширная эрудиция П. Ф. Сопко, высокая принципиальность и своеобразное обаяние его личности привлекали к нему многих людей разного возраста и творческих наклонностей.

Предлагаемый вниманию читателей сборник содержит преимущественно статьи учеников и научных соратников Павла Филипповича. В этих публикациях получили развитие близкие ему идеи, многократно обсуждавшиеся на совместных рабочих совещаниях и в полевых экспедициях.

*И. Серавкин*

## ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОЯСА ЮЖНОГО УРАЛА И ИХ МЕТАЛЛОГЕНИЯ

В истории развития палеозойского вулканизма эвгеосинклинальной области Южного Урала нами выделяются начальная (O — S), собственно геосинклинальная (S — D<sub>3</sub>), позднегеосинклинальная (D<sub>3</sub> — C<sub>1</sub>) и переходная (C<sub>1</sub>) стадии. Сформировавшиеся на их протяжении вулканогенные толщи, по результатам наших работ [25, 26], с учетом данных ряда исследователей [3, 16, 21, 31, 33], относятся к следующим формациям: 1) недифференцированной базальтовой, 2) риолит-базальтовой, включающей базальтовую, контрастную и непрерывную субформации, 3) андезито-базальтовой, объединяющей базальт-андезито-базальтовую, непрерывную андезито-базальт-андезит-дацит-риолитовую и трахидацитовую субформации, 4) калиевых базальтов-трахитов, 5) базальт-андезитовой, 6) базальт-трахиандезит-трахириолитовой. Названные формации, проявляясь примерно в перечисленном порядке, образовали латерально-возрастные ряды, которые в некоторых зонах повторялись, что отражает циклично-направленный процесс эволюции магматизма.

В современной структуре Урала размещение вулканогенных комплексов подчинено субмеридиональным (структурно-формационным) зонам, разделенным разломами. Одни исследователи [2, 9, 31] считают, что такое их положение соответствует древним ареалам вулканизма, другие геологи [8, 11, 30] полагают, что это результат более поздних тектонических перемещений, а проявления базальтового вулканизма имели в прошлом повсеместное распространение.

Проведенные авторами палеовулканологические реконструкции, результаты которых легли в основу обзорной палеовулканологической карты Южного Урала (рис. 1), позволяют сделать вывод о первоначально поясовом развитии геосинклинального вулканизма. Вместе с тем выяснено, что древние границы некоторых вулканических поясов существенно отличались от современных контуров распространения вулканогенных комплексов.

Формационно-фациальный анализ продуктов геосинклинального вулканизма осуществлялся по серии возрастных срезов (рис. 2—6).

**Ордовикско-нижнесилурийский срез** (рис. 2). В рассматриваемый период геологической истории на Южном Урале существовало четыре вулканических пояса (с запада на восток): I — Тирлянско-Медногорский, II — Магнитогорский, III — Еманжелинско-Варненский, IV — Октябрьско-Денисовский. Во всех поясах проявлялся базальтовый вулканизм, который был обусловлен трещинными излияниями на локальных участках, расположенных в пределах более обширных линейных прогибов. На флангах вулканических ареалов отлагались вулканогенно-осадочные и хемогенно-осадочные (кремнистые) породы,

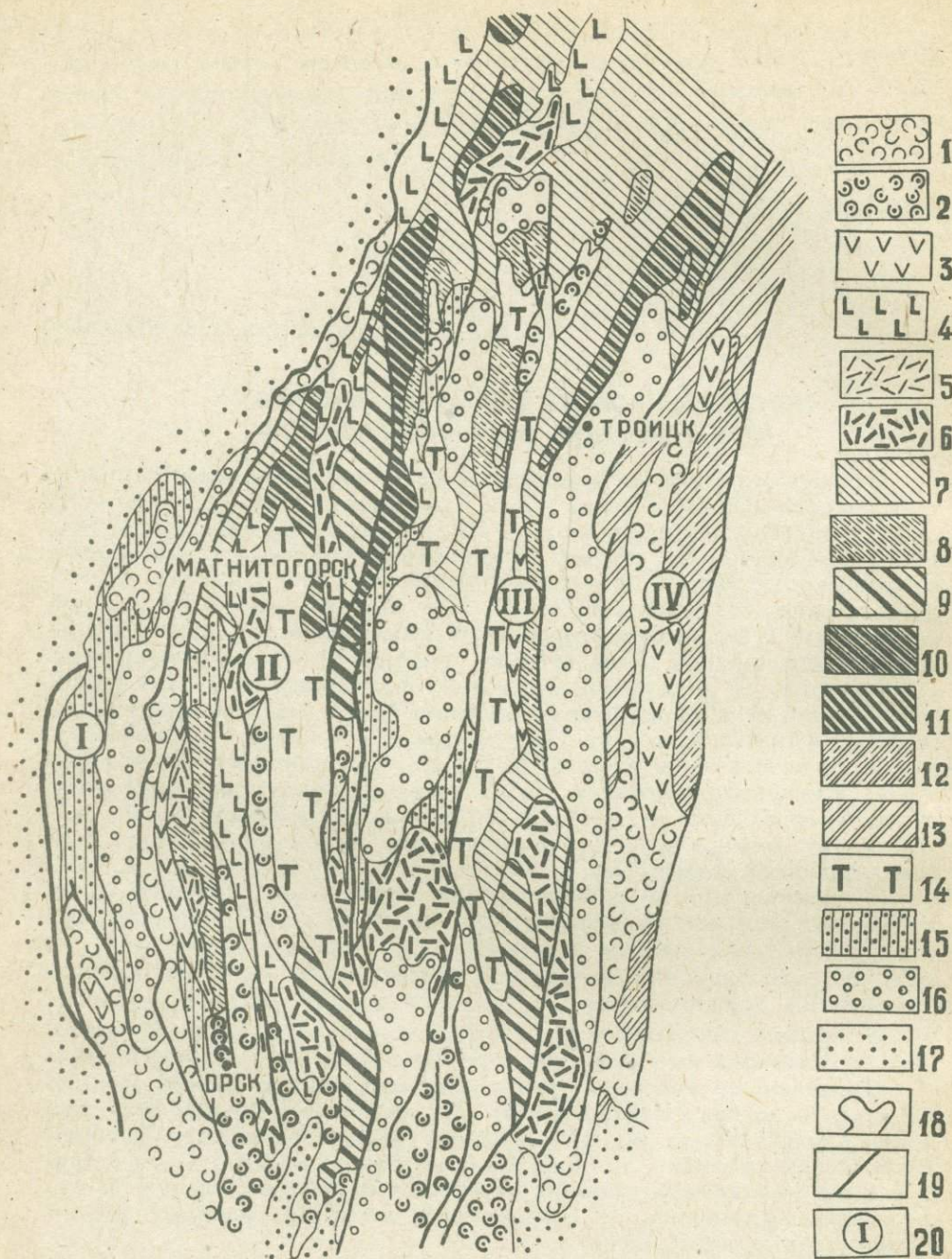


Рис. 1. Палеовулканологическая карта Южного Урала. Составили И. Б. Серавкин, А. М. Косарев.

1 — 14 — вулканогенные формации: 1 — натриевых базальтов (O — S), 2 — та же (D<sub>2</sub>), 3 — 6 — базальт-риолитовая: 3 — контрастная субформация (S — D<sub>1</sub>), 4 — та же (D<sub>2</sub>), 5 — непрерывная субформация (S — D<sub>1</sub>), 6 — та же (D<sub>2</sub>), 7 — андезито-базальтовая (S — D<sub>1</sub>) и (D<sub>1</sub> — D<sub>2</sub>ef), 8 — непрерывная субформация той же формации, 9 — та же (D<sub>2</sub>zv), 10 — базальт-андезито-базальтовая (D<sub>3</sub>), 11 — калиевых базальтов — трахитов (D<sub>3</sub>), 12 — базальт-андезитовая (D<sub>3</sub>), 13 — та же (C<sub>1</sub>), 14 — базальт-трахиандезит-трахириолитовая (C<sub>1</sub>), 15 — области распространения фаций, удаленных от центров извержений, 16 — континентальные блоки, приподнятые, 17 — то же, опущенные, 18 — геологические границы, 19 — крупнейшие разломы, 20 — сложные палеовулканологические пояса: I — Тирляноско-Медногорский, II — Магнитогорский, III — Восточно-Уральский, IV — Октябрьско-Денисовский.

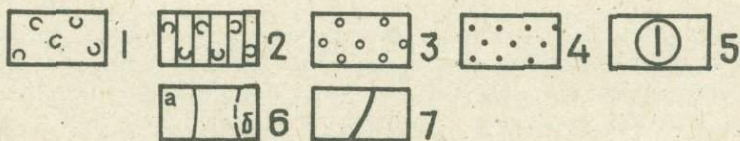
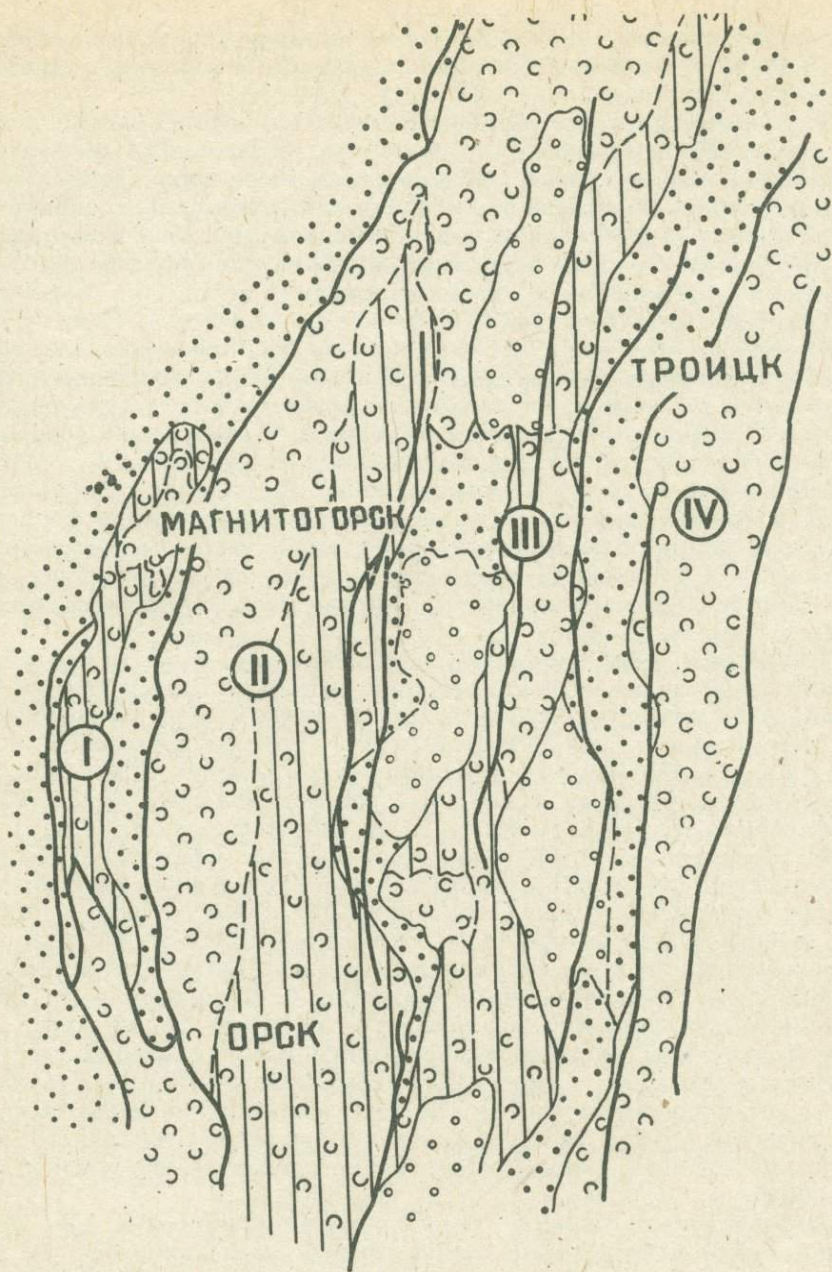


Рис. 2. Палеовулканологическая карта Южного Урала (ордовикско-нижнесилурийский срез). Составили А. М. Косарев, И. Б. Серавкин.

1—2—первичные базальтоидные пояса: 1—области развития формации натриевых базальтов, 2—области распространения фаций, удаленных от центров извержений; 3—4—континентальные блоки: 3—приподнятые, 4—опущенные; 5—номера вулканических поясов: I—Тирляноско-Медногорский, II—Магнитогорский, III—Еманжелинско-Варненский, IV—Октябрьско-Денисовский; 6—границы: а) вулканических поясов, б) фациальных зон; 7—главнейшие разломы.

отвечающие фациям, удаленным от вулканических центров. Обстановка излияний базальтов и осадконакопления в линейных прогибах была глубоководной.

Вулканические пояса разделялись зонами относительных поднятий, представлявших собой погруженные континентальные блоки, в пределах которых существовала морская обстановка средних и небольших глубин. Об этом свидетельствуют закономерные сокращения мощностей геосинклинальных толщ в бортах прогибов и выпадение из разреза этих толщ на поднятиях, а также наличие на поднятиях фрагментов ордовикских и нижнесилурийских терригенных и терригенно-карбонатных отложений.

Тирлянско-Медногорский вулканический пояс обладает отчетливо выраженным симметрично-зональным строением. Вулканизм в нем развивался с ордовика до нижнего силура в двух зонах: северной, Тирлянско-Кракинской, и южной, Сакмарской. Последняя продолжалась к югу, в пределы Мугоджар, и соединялась там с Магнитогорской зоной. В обеих зонах проявления вулканизма сконцентрированы в осевой части пояса, а на флангах окаймляются породами удаленных фаций. В южной зоне наиболее интенсивный вулканизм проявился в Блявинско-Киндерлинском трого. Здесь развитие вулканических процессов продолжалось и после рассматриваемого отрезка времени.

Отмеченная симметричная зональность пояса позволяет считать, что если представление об аллохтонном залегании пород Кракинской и Сакмарской зон справедливо (о чем свидетельствуют исследования М. А. Камалетдинова и Т. Т. Казанцевой [7]), то тектонические пластины не были переброшены с восточного склона Южного Урала, а первоначально формировались в пределах рассматриваемого пояса. Такая точка зрения уже высказывалась Б. М. Садрисламовым [24].

Магнитогорский вулканический пояс нами детально рассматривался ранее [25, 27]. Базальтовый вулканизм в нем начал интенсивно развиваться начиная с ордовика (?) — нижнего силура, проявлялся в осевой зоне и западном борту структуры, где сформировалась поперечная фациальная зональность. С запада на восток выделяются зоны: 1) терригенно-известковистых, 2) вулканогенных (кремнисто-диабаз-спилитовых), 3) кремнисто-глинистых фаций. Ареал развития базальтовой формации прослеживается к северо-востоку за пределы современных границ Магнитогорского мегасинклинария, в Арамилско-Сухтелинскую зону. Ее южное замыкание (Краснокаменский участок) может рассматриваться в качестве локального прогиба, осложнявшего конфигурацию единого Арамилско-Магнитогорского пояса.

Еманжелинско-Варненский вулканический пояс представлял собой относительно узкий прогиб, замыкавшийся на юге, на широте пос. Светлый, а на севере смыкавшийся с Магнитогорско-Арамилским поясом. Проявления базальтового вулканизма в Еманжелинско-Варненском, как и в Магнитогорском, поясе датируются нижним силуром. Они образовали два изолированных ареала: Еманжелинско-Кособродско-Варненский, распространенный в центральной части пояса, и Айдырлинский, развитый в его юго-западной зоне. Для первого ареала устанавливается асимметрично-зональное строение. Удаленные фации вулканизма отмечаются к северу, югу и западу от области развития базальтов, которая предположительно непосредственно примыкала с востока к Троицкому континентальному поднятию. Аналогичная, но обращенная в противоположную сторону (к западу) зональность прослеживается и для Айдырлинского ареала вулканизма.

Октябрьско-Денисовский базальтовый пояс заложился,

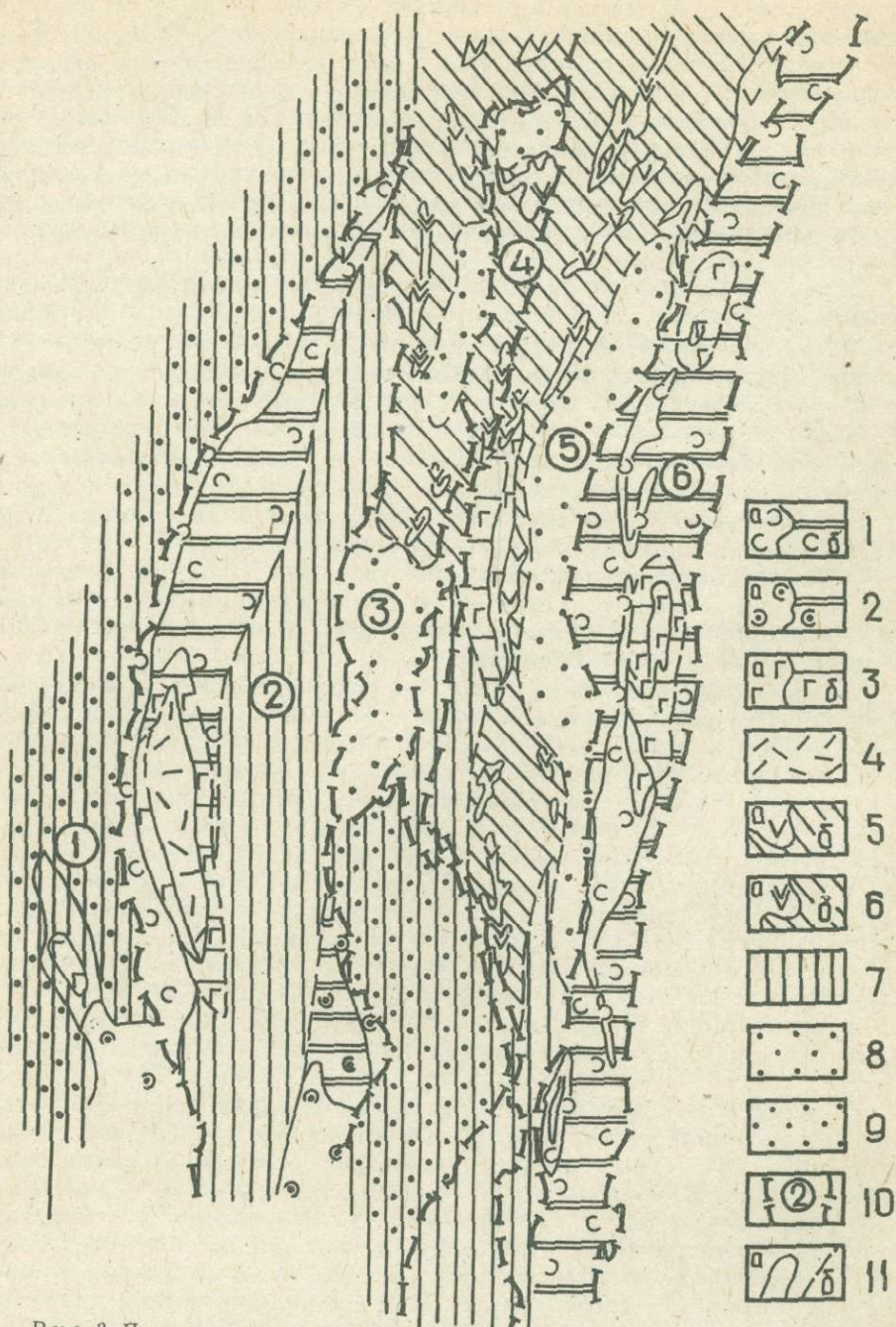
как и соседние с запада пояса, в нижнем силуре, однако базальтовый вулканизм в нем проявился, судя по имеющимся датировкам, или в самых верхах нижнего силура, или, более определенно, в верхнем силуре. Вместе с тем новейшие данные о фаунистических находках в базальтовых толщах пояса (устное сообщение В. Н. Пучкова) указывают на их более древний, возможно, ордовик-нижнесилурийский возраст. Вполне вероятно, что начало проявления вулканизма в разных блоках пояса было неодновременным и на отдельных участках вулканизм начинался в нижнем силуре, а на других — в верхнесилурийское время.

Суммируя данные по ордовик-нижнесилурийскому срезу, следует отметить следующее: 1) проявления вулканизма на начальной стадии развития геосинклинали сосредоточивались в пределах субмеридиональных поясов, 2) заложение поясов распространялось с запада на восток, что подтверждает данные М. Б. Бородаевской и А. И. Кривцова [2], Я. А. Рихтера [23], однако в целом о миграции вулканизма правомерно говорить лишь по отношению к Тирлянско-Блявинскому, с одной стороны, и всем остальным более восточным поясам — с другой; Магнитогорский, Еманжелинско-Варненский и Октябрьско-Денисовский пояса закладывались примерно одновременно.

**Силурийско-нижнедевонский срез** (рис. 3). В этот период времени на Южном Урале по сравнению с предыдущим периодом картина размещения вулканических проявлений и состав вулканических формаций существенно изменились.

Тирлянско-Медногорский пояс, как зона активного вулканизма, почти на всем его протяжении, за исключением южной части, прекратил развитие. Вулканизм продолжался лишь в пределах Блявинско-Киндерлинского трога. Существенно расширилась область вулканической деятельности на территории современных Восточно-Уральского и Зауральского поднятий и разделявшего их Восточно-Уральского прогиба. На этой обширной территории на фундаменте в разной мере погруженных блоков континентальной коры сформировался вулканический пояс, представленный почти исключительно силурийско-нижнедевонской андезито-базальтовой формацией. В пределах Магнитогорского и Октябрьско-Денисовского поясов вулканизм проявлялся примерно в тех же контурах нижнесилурийских прогибов, но охватывал в них большие площади (в Октябрьско-Денисовском поясе). Параллельно произошла дифференциация состава вулканических продуктов.

В целом в рассматриваемый период на Южном Урале существовало 3 вулканических пояса: I — Магнитогорский, II — Восточно-Уральский и III — Октябрьско-Денисовский. В I поясе формировался наиболее полный формационный ряд, представленный парагенезом следующих формаций и субформаций: 1) базальтовой, 2) базальт-риолитовой (контрастной), 3) базальт-андезит-риолитовой (непрерывной), 4) андезито-базальтовой (последняя формация показана на следующем возрастном срезе, рис. 4). II и III вулканические пояса существенно отличались от Магнитогорского по набору формаций, ряды которых здесь оказались редуцированными. В Восточно-Уральском поясе на базальтовом основании, а местами непосредственно на осадочном чехле формировалась андезито-базальтовая формация. Таким образом, на большей части территории рассматриваемого пояса формационный ряд состоит из парагенеза следующих формаций: 1) базальтовой, 2) андезито-базальтовой. На локальных участках параллельно с развитием этого парагенеза проявилась базальт-риолитовая (контрастная) субформация (Кособродский участок) или дифференциация вулканических продуктов осуществлялась в рамках андезито-базальтовой формации с образованием непрерывных анде-



Р и с. 3. Палеовулканологическая схема Южного Урала (верхнесилурийско-нижнедевонский срез). Составили И. Б. Серавкин, А. М. Косарев.

1—6— вулканогенные формации: а) контуры современного распространения, б) предполагаемого первоначального развития; 1— натриевых базальтов,  $S_2$ , 2— натриевых базальтов,  $S_2 - D_1$ , 3— натриевых базальтов — риолитов, 4— базальт-андезит-риолитовая, 5— андезит-базальтовая, 6— андезит-базальт-андезит-риолитовые комплексы андезит-базальтовой формации; 7— области накопления фаций, удаленных от зон активного вулканизма, 8— амагматичные приподнятые континентальные блоки, 9— амагматичные погруженные континентальные блоки, 10— границы тектонических зон (по И. Д. Соболеву) и их номера: 1) Сакмарская, 2) Магнитогорский мегасинклинорий, 3) Восточно-Уральское поднятие, 4) Восточно-Уральский прогиб, 5—6— Зауральское поднятие, 5) Троицкая, 6) Октябрьско-Денисовская; 11— границы распространения формаций: а) современного, б) предполагаемого первоначального.

зито-базальт-андезит-дацит-риолитовых комплексов пород (Краснокаменная площадь, область к югу от Челябинского массива и другие участки). Таким образом, возникало еще два варианта формационных парагенезов: 1а — 1) базальтовая, 2) риолит-базальтовая, 3) андезит-базальтовая формации, 1б — 1) базальтовая, 2) непрерывная андезит-базальт-андезит-риолитовая субформация, 3) андезит-базальтовая формации.

Магнитогорский вулканический пояс. В целом представлял собой глубоководный прогиб, ширина которого, по-видимому, значительно превышала современные поперечные размеры Магнитогорского мегасинклинория. Представление о строении этого прогиба в рассматриваемый период существенно зависит от правильности современных датировок вулканогенных толщ. Это касается, прежде всего, Кульминско-Домбаровского блока, в котором возраст толщ основания вулканогенного разреза датирован, по неопубликованным данным И. А. Смирновой и В. Л. Черкасова (1980 г.), предположительно верхним силуrom.

В последнее время упомянутые и другие исследователи склонны считать те же вулканогенные толщи более молодыми. Если эти предположения подтвердятся, то на рассматриваемом срезе в Кульминско-Домбаровском блоке нужно будет изображать амагматичную обстановку, строение Магнитогорского пояса окажется асимметричным на всем меридиональном простирании этой структуры. На представленной же схеме (рис. 3) его асимметрия проявляется в центральной и северной частях Магнитогорского прогиба. Она обусловлена развитием диабаз-спилит-кремнистой ассоциации пород в западном крыле структуры, а пород аспидно-кремнистой формации — в ее восточном крыле. Верхнесилурийский базальтовый вулканизм явился продолжением в той же структуре ордовик-нижнесилурийского вулканизма. В северной части территории, по данным Т. И. Фроловой и И. А. Буриковой [31], трещинные излияния базальтов происходили периодически в течение всего силура. На юге территории, по данным А. А. и А. А. Захаровых [6], ниже- и верхнесилурийский вулканизм был разделен венлокским перерывом, во время которого формировалась толща конгломератов и брекчий с обломками серпентинитов, эффузивов и габброидов. Следует отметить, что происхождение этой толщи другими исследователями (А. С. Перфильевым, С. Г. Самыгиным и др.) рассматривается как проявление олистостромы. Судя по данным В. М. Садрисламова [24], верхнесилурийский вулканизм по сравнению с предшествующими излияниями базальтов проявлялся на локальных участках.

Наиболее длительные вулканические события происходили в Таналыкском поднятии, где сформировалась дифференцированная риолит-базальтовая формация, включающая контрастную и непрерывную субформации. Последняя была локализована в центральной части структуры, что определило симметрично-зональное строение колчеданосного вулканического пояса.

Восточно-Уральский вулканический пояс на севере Южного Урала занимал обширную территорию от Центрально-Уральского поднятия до Октябрьской площади, включая два гранито-гнейсовых срединных массива. К югу он плавно сужался и выклинивался на широте г. Орска. Как уже отмечалось, формирование пояса началось в силуре с излияний афировых и порфировых базальтов. В отличие от Магнитогорской зоны, в рассматриваемом поясе уже на ранних стадиях его развития местами действовали базальтовые вулканы центрального типа, о чем свидетельствуют разрезы по р. Багаряк. Широко распространены эффузивные потоки

порфировых базальтов и на других участках проявления силурийского вулканизма, что явилось одной из причин выделения базальтовой порфирито-туфовой формации [12]. Вулканизм андезито-базальтовой формации в пределах пояса был тесно связан с предшествовавшим базальтовым вулканизмом. Об этом определенно свидетельствуют непрерывные разрезы по р. Миасс, где наблюдались постепенные переходы между базальтовыми афировыми и порфировыми породами основания разреза и вышележащими пироксеновыми и пироксен-плаггиоклазовыми порфиритами и их туфами.

Дальнейшее развитие вулканизма в поясе шло по пути дифференциации базальтовой магмы с проявлением отмеченных выше двух формационных парагенезисов: Ia — наиболее полного, с относительно хорошо выраженной толеитовой тенденцией и образованием риолит-базальтовой формации (Варненско-Карталинский район) и Ib — редуцированного, с лучше проявленной известково-щелочной тенденцией дифференциации.

Октябрьско-Денисовский вулканический пояс в рассматриваемый период претерпел наиболее интенсивное развитие. Базальтовые толщи основания пояса датируются верхами нижнего силура (Денисовская зона) или нерасчлененным силуром (Октябрьская площадь), а проявления бимодального вулканизма — силуром — нижним девоном.

Рассматриваемый пояс хорошо выражен на всем простирании и сложен преимущественно базальтами. Проявления контрастного базальт-риолитового вулканизма известны на двух участках: Октябрьском и Варваринско-Денисовском. Оба они в общем располагаются в центральной зоне пояса, что связано с центростремительной тенденцией развития вулканизма толеит-риолитового ряда. Судя по современной, в общем слабой изученности пояса, развитие формационного базальтоидного ряда в его пределах было резко редуцированным. Этот ряд состоит из базальтовой и риолит-базальтовой формаций. Образование последней было тесно связано с развитием предшествующего вулканизма. Эволюция вулканизма силуро-нижнедевонского цикла, по-видимому, завершалась образованием контрастной субформации, более поздние члены ряда — непрерывная базальт-андезит-риолитовая субформация и андезито-базальтовая формация — здесь не получили развития. Более поздние проявления андезито-базальтового вулканизма в Октябрьско-Денисовском поясе были отделены от вулканизма рассматриваемого периода значительным интервалом времени, в котором происходило накопление вулканогенной молассы. Вулканизм базальт-андезитовой формации среднего — верхнего девона развивался уже в области ранней стабилизации, и его нельзя рассматривать вместе с вулканизмом силуро-нижнедевонского цикла в рамках одного ряда. Таким образом, развитие Октябрьско-Денисовского пояса было сходным с Тирлянско-Медногорским и Магнитогорским поясами лишь на начальной и наиболее ранней геосинклинальной стадиях их эволюции. В целом же история развития его была специфической.

**Нижнедевонско-эйфельский срез** (рис. 4). В этот период на Южном Урале господствовала островодужная обстановка. В двух вулканических поясах, унаследованных от более раннего этапа развития региона — Магнитогорском и Восточно-Уральском — накапливались вулканисты андезито-базальтовой формации, но фациальные обстановки в этих зонах были резко различны. Неодинаков был и первоначальный состав андезито-базальтовых комплексов, что отразилось в латеральных вариациях их петрохимических параметров.

В Магнитогорском прогибе на фоне относительно глубокого морского бассейна развивался Ирндыкский андезито-базальтовый

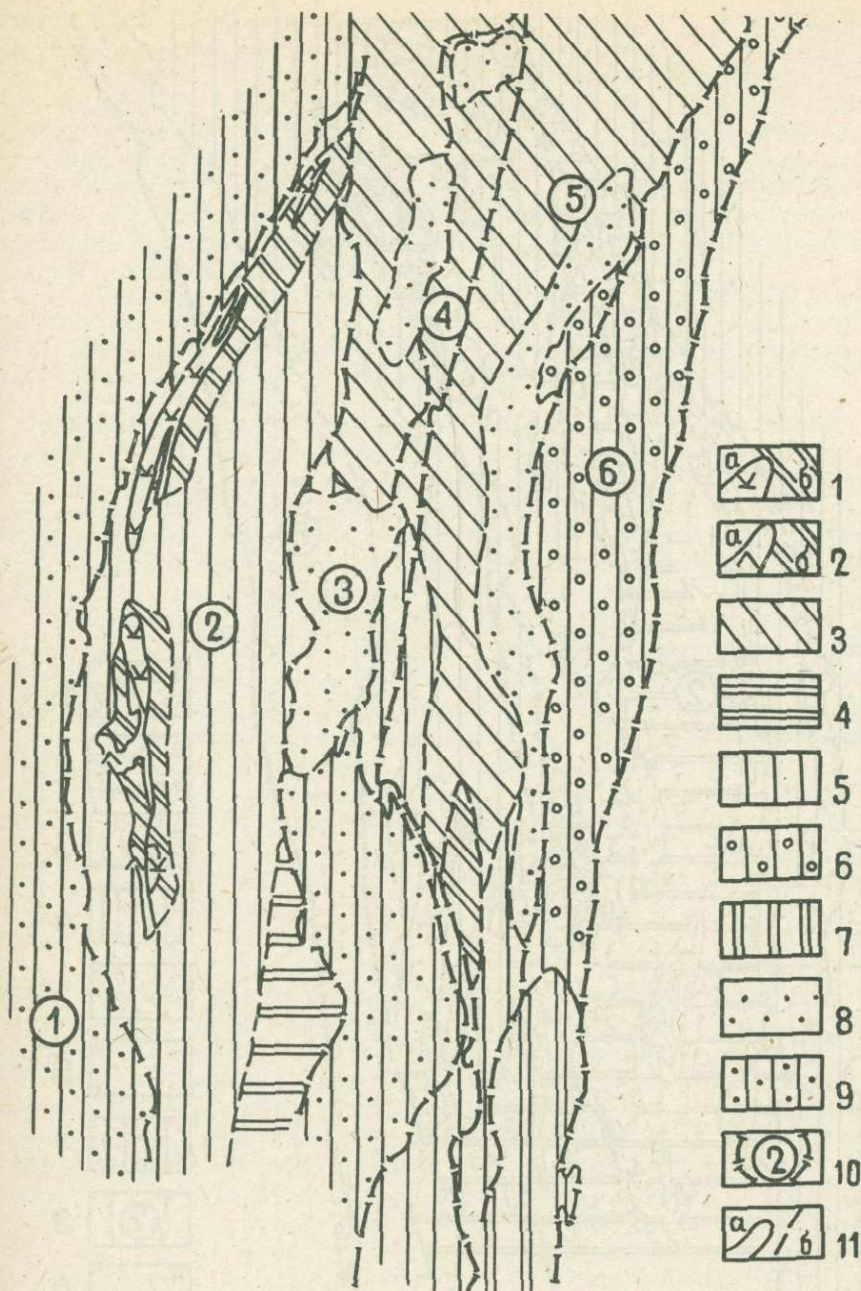


Рис. 4. Палеовулканологическая схема Южного Урала (нижнедевонско-эйфельский срез). Составили И. Б. Серавкин, А. М. Косарев.

1—4—вулканогенные формации: а) контуры современного распространения, б) предполагаемого первоначального развития; 1—андезито-базальтовая,  $D_1$ — $D_{2ef}$ , 2—андезито-базальт-андезит-риолитовые комплексы андезито-базальтовой формации,  $D_1$ — $D_{2ef}$ , 3—площади распространения андезито-базальтовой формации,  $S_2$ — $D_1$ , 4—область развития базальтовой формации,  $D_1$ — $D_2$ ; 5—области накопления фаций андезито-базальтовой формации, удаленных от зон активного вулканизма, 6—область накопления эйфельской вулканогенной молассы, 7—зоны терригенного осадконакопления, 8—амагматичные приподнятые континентальные блоки, 9—амагматичные погруженные континентальные блоки, 10—границы тектонических зон (по И. Д. Соболеву) и их номера: 1) Сакмарская, 2) Магнитогорский мегасинклинорий, 3) Восточно-Уральское поднятие, 4) Восточно-Уральский прогиб, 5—6—Зауральское поднятие: 5) Троицкая, 6) Октябрьско-Денисовская; 11—границы распространения формаций: а) современного, б) предполагаемого первоначального.

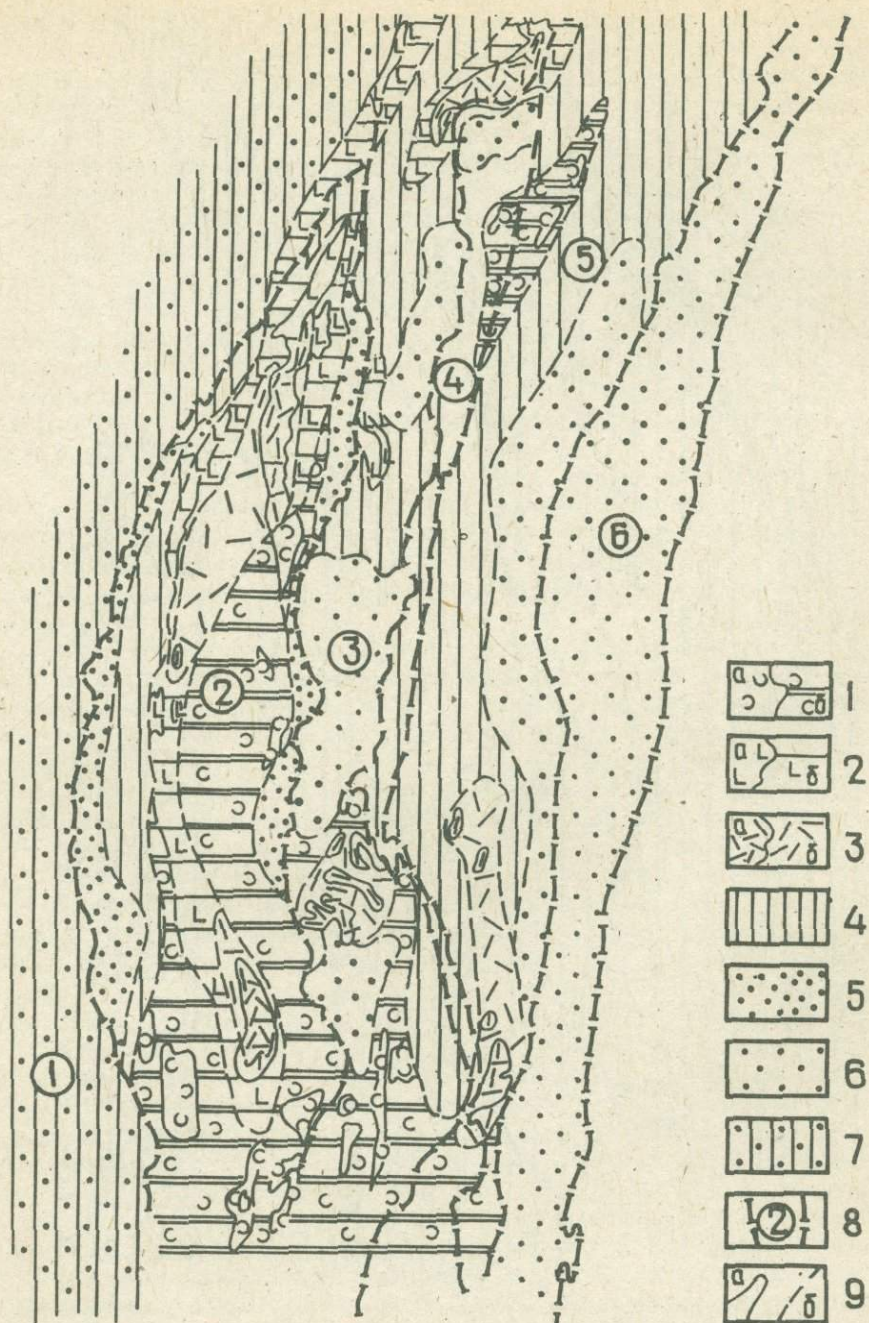


Рис. 5. Палеовулканологическая схема Южного Урала (среднедевонский срез). Составили И. Б. Серавкин, А. М. Косарев.

1—3— вулканогенные формации: а) контуры современного распространения б) предполагаемого первоначального развития; 1— натриевых базальтов,  $D_2$ , 2— натриевых базальтов — риолитов,  $D_2$ , 3— базальт-андезит-риолитовая,  $D_2$ , 4— области накопления фаций, удаленных от зон активного вулканизма, 5— области стабилизации, причлененные к континентальным блокам в среднем девоне; 6— амагматичные приподнятые континентальные блоки, 7— амагматичные погруженные континентальные блоки, 8— границы тектонических зон (по И. Д. Соболеву) и их номера: 1) Сакмарская, 2) Магнитогорский мегасинклинорий, 3) Восточно-Уральское поднятие, 4) Восточно-Уральский прогиб, 5+6— Зауральское поднятие: 5) Троицкая, 6) Октябрьско-Денисовская; 9— границы распространения формаций: а) современного, б) предполагаемого первоначального.

пояс, представлявший типичную островную дугу. Она развивалась до эйфеля включительно.

В Восточно-Уральском вулканическом поясе завершилось накопление андезито-базальтовой формации силура — нижнего девона. В целом обстановка мелкого моря и вулканических островов к концу накопления формации здесь сменялась континентальными условиями. Об этом свидетельствуют широко распространенные краснокаменные изменения в эффузивах и пирокластических образованиях. В среднем девоне вулканизм в этом поясе проявился в его южном окончании.

В Октябрьско-Денисовском вулканическом поясе на границе нижнего — среднего девона, по данным В. Н. Агафонова [4] и Е. И. Костерова [13], существовала континентальная обстановка. В эйфельское время здесь происходило накопление вулканогенной моласы.

**Среднедевонский срез** (рис. 5). Среднедевонский период ознаменовался проявлением нового цикла вулканизма, в результате которого был сформирован полный ряд базальтоидных формаций. На рассматриваемом срезе показаны формации и субформации: базальтовая, базальт-риолитовая и базальт-андезит-риолитовая, а завершающая ряд живетская андезито-базальтовая формация изображена на следующем, средне-верхнедевонском срезе.

Наиболее обширной областью проявления базальтового вулканизма была южная часть региона. Здесь ареал среднедевонских трещинных излияний базальтов простирался в широтном направлении от западной границы Магнитогорского прогиба до восточного ограничения Октябрьско-Денисовской зоны. К северу базальтовый пояс в целом сужался, отдельные его «ветви» выклинивались. Проявления вулканизма были сосредоточены, главным образом, в Магнитогорском прогибе и его северо-восточном продолжении, а на территории восточных зон вулканизм развивался в пределах нескольких изолированных или частично изолированных участков: Еманжелинском, Сухтелинском, Айдырлинском, Буруктаальском и его северном продолжении.

В Магнитогорском прогибе произошло общее сокращение ширины вулканического пояса по сравнению с ареалом предшествующего базальтового вулканизма, что привело к наращиванию континентальной коры в восточном обрамлении Русской плиты и в западном обрамлении Восточно-Уральского поднятия. Центростремительная миграция дифференцированного вулканизма определила формирование на обширном базальтовом основании узкого дугообразного пояса, сложенного контрастной риолит-базальтовой и непрерывной базальт-андезит-риолитовой субформациями.

Как видно на схеме (рис. 5), вулканогенные комплексы Магнитогорского прогиба продолжают за пределы современных контуров Магнитогорского мегасинклинория к северо-востоку. На северо-восточном простирании Главной вулканогенной зоны среднедевонская эвгеосинклиналь распадалась на две ветви. Западная ветвь является продолжением комплексов западного борта Магнитогорского мегасинклинория. Соответствующая этой ветви эвгеосинклинальная зона, видимо, непрерывно простиралась на Карабашскую структуру и далее к северо-востоку. Восточная ветвь после некоторого перерыва, обусловленного отсутствием вулкаников в синхронных вулканогенных формациях вулканогенно-осадочных толщах среднего девона, продолжалась в Алапаёвско-Теченскую зону Восточно-Уральского поднятия, в пределы Касарги-Султановского участка. Интересно, что этот фрагмент среднедевонского вулканического пояса обладает симметричной зональностью, сходной с зональностью Магнитогорского пояса.

На флангах Касарги-Султановской зоны, по данным Е. А. Белгородского, установлены выходы базальтов ниже-среднедевонского возраста. Ближе к центру вулканического ареала расположена зона контрастного вулканизма, фиксирующаяся на Султановском рудном поле (восточный фланг ареала) и в Теченской подзоне (северо-западный фланг ареала). Центральную часть пояса слагают вулканиды базальт-андезит-риолитовой субформации (Касаргинское рудное поле).

Локальные участки проявления среднедевонского базальтоидного вулканизма на территории Восточно-Уральского поднятия, Восточно-Уральского прогиба и Зауральского поднятия отличаются между собой и от Главной вулканогенной зоны разной степенью дифференцированности базальтоидных комплексов.

В Еманжелинском районе резко преобладают базальты, поэтому на схеме (рис. 5) на этом участке показан ареал развития базальтовой формации. Правда, вблизи с. Красного В. А. Коротеевым с соавторами [12] выделена риолит-базальтовая формация. Однако нами при маршутных исследованиях кислые породы не были обнаружены. Вероятно, они присутствуют в небольшом объеме. На других участках Еманжелинского ареала среднедевонского вулканизма кислые породы не отмечались.

На Сухтелинском участке описана риолит-базальтовая формация. Автономность ее развития по отношению к одновозрастным аналогичным комплексам Магнитогорского мегасинклинория определяется тем, что в восточном крыле мегасинклинория на широком рассматриваемом участке развита среднедевонская андезит-базальтовая формация.

Айдырлинский и Буруктальский участки характеризуются проявлением наиболее полного ряда базальтоидных формаций, завершившихся образованием непрерывной базальт-андезит-риолитовой субформации. Следствием наиболее полно проявленных процессов дифференциации является наличие на этих участках колчеданных месторождений — Айдырлинского и Светлинского.

Таким образом, в отличие от Магнитогорского прогиба, территория Восточно-Уральского поднятия, одноименного прогиба и части Зауральского поднятия в рассматриваемый период представляла собой внутреннее неглубокое море, в котором на фоне терригенного осадконакопления существовало несколько локальных очагов вулканической деятельности. На площади Троицкой и Октябрьско-Денисовской зон была амагматичная континентальная обстановка.

**Средне-верхнедевонский срез** (рис. 6). Конец среднего — начало верхнего девона ознаменовались завершением процессов вулканизма собственно геосинклинальной стадии и началом нового цикла вулканизма, отнесенного к позднегеосинклинальной стадии развития Уральского подвижного пояса. В этот период вулканизм проявлялся в двух поясах: Магнитогорском и Октябрьско-Денисовском, а также в Петровской зоне Зауральского поднятия.

В Магнитогорском вулканическом поясе произошла дальнейшая аккреция сиалической коры восточного обрамления Русской плиты, тогда как западный край Восточно-Уральского поднятия испытал некоторое погружение, связанное с развитием живетской андезит-базальтовой гряды. Формация, завершающая II геосинклинальный ряд (живетская андезит-базальтовая) и представляющая III редуцированный геосинклинальный ряд (калий-натриевая базальт-андезит-дацит-риолитовая) характеризуются, как было показано [26], повышенной щелочностью и калиевостью. Близкие тенденции увеличения щелочности проявились и в формациях позднегеосинклинальной стадии — франской базальт-андезит-базальтовой, — и еще более интенсивно выражены в ее возвратном латеральном аналоге — в формации калиевых базальтов — трахитов. В верхнем девоне еще более

5044

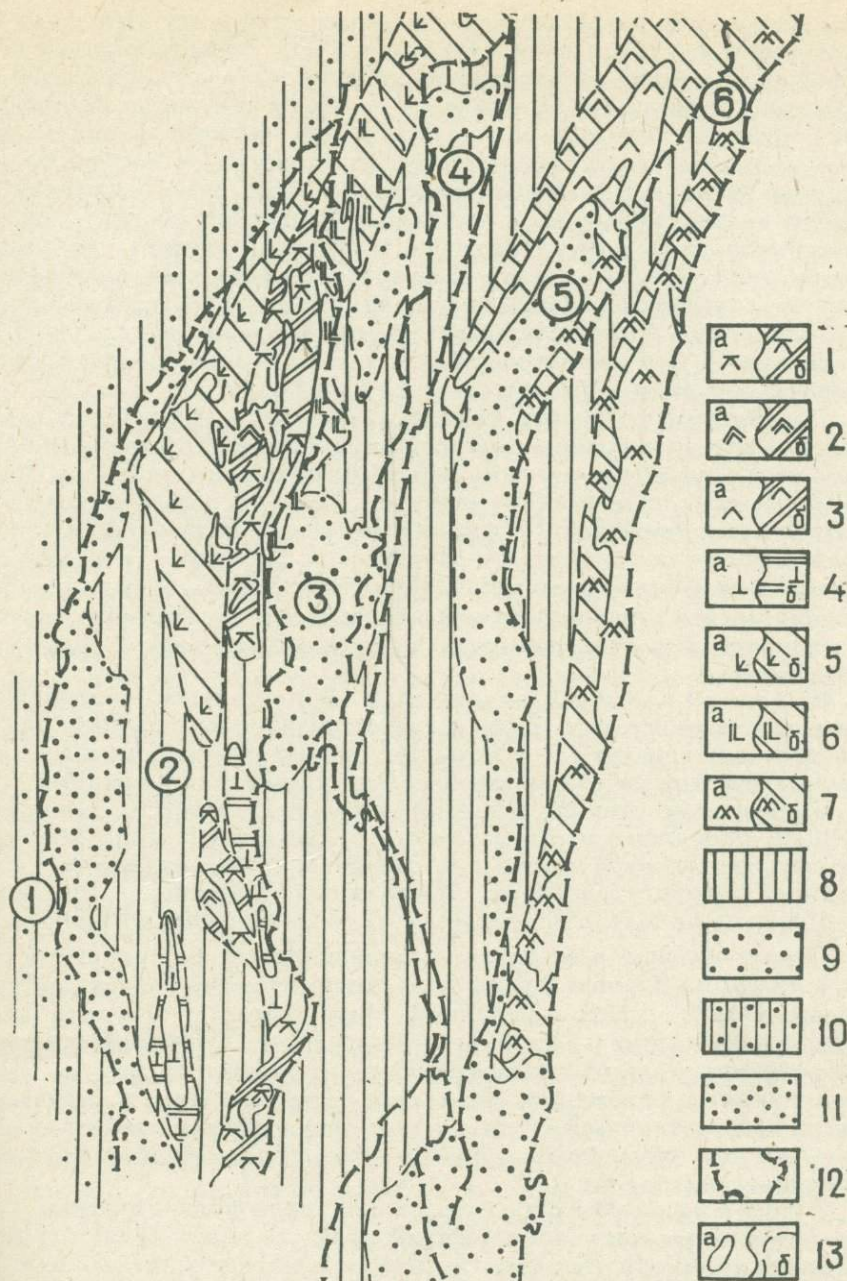
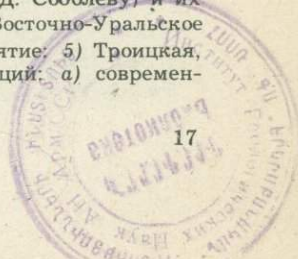


Рис. 6. Палеовулканологическая схема Южного Урала (средне-верхнедевонский срез). Составили И. Б. Серавкин, А. М. Косарев.

1—7— вулканогенные формации: а) контуры современного распространения, б) предполагаемого первоначального развития; 1— андезито-базальтовая,  $D_2\dot{z}v$ , 2— андезито-базальт-андезит-риолитовая,  $D_2\dot{z}v$ , 3— андезито-базальтовая,  $D_2-D_3$ , 4— базальт-андезит-риолитовая калий-натриевая,  $D_2-D_3f$ , 5— андезито-базальтовая,  $D_3f$ , 6— калиевых базальтов — трахитов,  $D_3$ , 7— базальт-андезитовая,  $D_3$ , 8— области накопления фаций, удаленных от зон активного вулканизма; 9— амагматичные приподнятые континентальные блоки; 10— амагматичные погруженные континентальные блоки; 11— области стабилизации, причлененные к континентальным блокам к началу верхнего девона; 12— границы тектонических зон (по И. Д. Соболеву) и их номера: 1) Сакмарская, 2) Магнитогорский мегасинклинорий, 3) Восточно-Уральское поднятие, 4) Восточно-Уральский гриб, 5—6— Зауральское поднятие; 5) Троицкая, 6) Октябрьско-Денисовская; 13— границы распространения формаций: а) современного, б) предполагаемого начального.



отчетливо, чем в среднем девоне, выразилась структурная связь Магнитогорской и Арамильско-Сухтелинской зон, представлявших в этот период единый пояс развития субщелочных и щелочных базальт-порфиритовых комплексов. В пределах северной половины Магнитогорской структуры этот пояс распадался на две «ветви»; западную, занимавшую осевую часть Магнитогорского прогиба, и восточную, следующую вдоль его границы с Восточно-Уральским поднятием. Западную «ветвь» образовали вулканыты франской базальт-андезитобазальтовой формации, тогда как восточную «ветвь», до широты Челябинского массива, слагают комплексы формации калиевых базальтов — трахитов, развитые в районах Шелудивых гор и юго-восточного окончания Краснокаменской зоны. Обе зоны верхнедевонского вулканизма к югу выклинивались, восточная — на широте г. Магнитогорска, западная — на широте пос. Кацбахского.

Проявление формации калиевых базальтов — трахитов субсинхронно с андезитобазальтовой формацией верхнего девона, по-видимому, обусловлено положением первой на сиалических блоках Восточно-Уральского поднятия. К северу от Челябинского массива, в Касарги-Султановской зоне формация калиевых базальтов — трахитов вновь уступает место андезитобазальтовой формации. Это, возможно, связано с тем, что сиалический фундамент здесь был переработан (базифицирован) процессами среднедевонского вулканизма, которые на площади развития формации калиевых базальтов — трахитов не проявлялись.

В Октябрьско-Денисовском поясе вулканизм развивался в его восточной части. Здесь после значительного перерыва в вулканической деятельности и отложения среднедевонской молассы образовалась высокоглиноземистая базальт-андезитовая формация.

Переходная стадия развития эвгеосинклинали ознаменовалась мощным проявлением субщелочного вулканизма базальт-трахиандезит-трахириолитовой формации. Вулканизм развивался в грабенообразных структурах двух наложенных вулканических поясов: I — Центрально-Магнитогорского и II — Еманжелиинско-Брединского.

Таким образом, в результате длительной истории развития эвгеосинклинали на Южном Урале было сформировано 4 сложных палеовулканических пояса: Тирлянско-Медногорский, Магнитогорский, Восточно-Уральский и Октябрьско-Денисовский. Сочетание в их строении различных элементарных вулканических поясов, разные наборы вулканогенных формаций, вариации состава пород в однотипных формациях, различный состав и строение субстрата вулканогенных зон — все это обусловило существенные различия в металлогении вулканических поясов.

Тирлянско-Медногорский палеовулканический пояс. Определяющими металлогенический профиль пояса являются месторождения хромитов, титаномагнетитов и медноколчеданных руд. Хромитовая минерализация связана с ультраосновными породами дунит-гарцбургитовой формации (Кракинский, Хабарнинский, Даульский и другие массивы), медноколчеданное оруденение ассоциируется с вулканистами риолит-базальтовой (S — D<sub>1</sub>?) формации. Наиболее детально изучены и важны в промышленном отношении медноколчеданные месторождения и рудопроявления Блявинского рудного района [19, 20, 22]. В южном продолжении меденосной зоны известно несколько рудопроявлений колчеданного типа, но в целом эта площадь изучена слабо. Железорудная минерализация представлена месторождениями титаномагнетитовой и скарново-магнетитовой рудных формаций, расположенными в южной части палеовулканического пояса, в Велиховской железорудной зоне. Рудные тела приурочены к сложно дифференцированным габброидным массивам [22].

Второстепенное значение имеет оруденение медно-порфирирового типа, связанное с гиповулканическими интрузиями габброидов [17, 28], комагматичных вулканитам риолит-базальтовой формации. По составу эти проявления являются полиметаллическими, молибден в них отсутствует [10].

Магнитогорский палеовулканический пояс содержит разнообразные и многочисленные проявления эндогенной минерализации. Наиболее важное значение имеет хромитовое, колчеданное, скарново-магнетитовое и золото-сульфидное оруденение. Известны проявления медно-порфирировой, марганцевой и медно-цеолитовой минерализации.

Хромитовые проявления сконцентрированы в юго-западной части пояса, в зоне развития офиолитовой ассоциации, фиксирующей Главный Уральский разлом.

В западной части Магнитогорского пояса на северном продолжении той же зоны локализованы медно-кобальтовые сульфидные месторождения, залегающие в контактах габброидов с прорываемыми ими силурийскими базальтами и серпентинитами [5]. Относящиеся к этому типу месторождения Ивановское, Дергамышское, Ишкининское являются, по мнению Е. С. Контаря [10], вероятными аналогами «кипрских» колчеданных месторождений.

Колчеданные медные и медно-цинковые месторождения определяют металлогенический профиль Магнитогорского палеовулканического пояса. Они теснейшим образом связаны с контрастными и непрерывными субформациями риолит-базальтовой формации. В зависимости от типа рудовмещающих вулканических комплексов и глубинного строения земной коры состав колчеданных месторождений варьирует в довольно широком диапазоне — от серноколчеданных и медноколчеданных до колчеданно-полиметаллических с золотом. По особенностям глубинного строения земной коры в Магнитогорском мегасинклинии ранее [25] выделены (с севера на юг) 4 поперечных мегаблока: 1 — Учалинский; 2 — Магнитогорско-Верхнеуральский; 3 — Баймакско-Кацбахский; 4 — Орско-Джусинский. Второй и четвертый блоки характеризуются увеличенной мощностью коры и «базальтового» слоя. Колчеданные месторождения Учалинского и Баймакско-Кацбахского блоков характеризуются золото-полиметаллическим «уклоном». Для Магнитогорско-Верхнеуральского и, особенно, для Орско-Джусинского мегаблоков установлен наиболее широкий размах типов колчеданных проявлений при преобладании «уральских» медно-цинковых колчеданных месторождений. Промышленное оруденение сосредоточено преимущественно в Орско-Джусинском блоке.

Второстепенное значение имеет марганцевая минерализация в яшмоидах бугульгырского горизонта и риолит-базальтовой среднедевонской формации и медно-цеолитовая минерализация в базальтах девонских и каменноугольных вулканогенных формаций.

В андезито-базальтовой формации известны медно-порфирировые месторождения (Вознесенское и Салаватское) и рудопроявления. Они связаны с гиповулканическими комагматами этой формации — порфирированными диоритами, кварцевыми диоритами и габбро-диоритами [15]. Содержания молибдена в рудах этой формации несколько повышенные [10].

Золото-сульфидная минерализация в Магнитогорском палеовулканическом поясе располагается на участках пересечения дифференцированных риолит-базальтовых формаций глубинными разломами и сопровождающими их зонами расланцевания [22].

Восточно-Уральский и Октябрьско-Денисовский палеовулканические пояса отличаются от Магнитогорского специфической «смешанной» металлогенией. Это находит выражение в присутствии в одних и тех же зонах месторождений колчеданной

(Айдырлинское) и медно-порфировой (Бирильдинское) рудных формаций. Ряд рудопоявлений и месторождений Восточно-Уральского палеовулканического пояса имеют промежуточный рудноформационный тип. Так, Кособродское месторождение несет признаки колчеданного и медного прожилково-вкрапленного оруденения [1]. По этой же причине, а иногда и в связи с недостаточной изученностью отдельные проявления минерализации разными авторами относятся к различным рудным формациям. Ново-Николевское месторождение В. А. Прокиным [21] было отнесено к типу колчеданно-полиметаллических. В настоящее время челябинские и другие геологии включают его в группу медно-порфировых месторождений [1, 18]. В ряде случаев специфика металлогении рассматриваемого пояса проявляется в наложении разных типов оруденения в одних и тех же объектах. На Еленовском месторождении на медно-порфиновый тип оруденения накладывается медно-турмалиновая минерализация, связанная с гранитоидным магматизмом. На Ново-Николаевском месторождении совмещены медно-порфировая и скарново-магнетитовая минерализация [1]. Следует отметить, что собственно медно-порфиновые проявления Восточно-Уральского пояса (Биргильдинское и др.), связанные с кварцевыми диоритами, гранодиоритами и плагиогранитами, характеризуются повышенными содержаниями молибдена [10] по сравнению с аналогичными месторождениями Магнитогорского пояса.

В Октябрьско-Денисовском палеовулканическом поясе, местами в пределах единых структур, по данным Е. И. Костерова [3], совмещены проявления минерализации колчеданного (Купольное и Фестивальное рудопоявления) и медно-порфинового с молибденом (Спиридоновское рудопоявление) типов. На Тарановском рудном поле установлена пирит-халькопиритовая минерализация прожилково-вкрапленного характера, развитая в вулканогенных толщах и в апикальных зонах интрузивных массивов габбро- и диоритовых порфиритов. В приконтактных зонах интрузивов широко развиты гранатосодержащие породы, свидетельствующие о скарнировании. Имеющиеся материалы позволяют относить минерализацию Тарановского рудного поля как к медноколчеданной [14], так и медно-порфировой рудным формациям. Известны примеры тесной ассоциации прожилково-вкрапленной пирит-халькопиритовой минерализации с золото-сульфидным оруденением, имеющим, по-видимому, наложенный характер.

## ВЫВОДЫ

1. Проявления вулканизма на всех стадиях развития эвгеосинклинали Южного Урала имели поясовое распространение. Вулканические пояса обладали специфическими чертами эволюции, выразившимися в различных наборах вулканогенных формаций и в отличиях петрографического и петрохимического состава пород в однотипных формациях.

Выделяются 3 типа элементарных вулканических поясов: 1) первичные базальтоидные, формировавшиеся в процессе рифтогенеза и последующей эволюции рифтовых систем; 2) андезит-базальтовые островодужные и базальт-андезитовые субконтинентальные, закладывавшиеся соответственно на коре переходного типа, созданной в процессе предшествующей истории геосинклинального развития территории, или на древнем сиалическом основании; контролировались глубинными сколовыми зонами восточного падения, развивавшимися в режиме прогрессирующего сжатия и релаксации сжимающих напряжений; 3) наложенные субщелочные базальтоидные,

впервые выделенные на Урале Г. Ф. Червяковским и В. М. Нечуехиным [32]. Пояса первого типа близки к первичным, а второго — к вторичным вулканогенным поясам в понимании Г. А. Твалчредидзе [29], что для Урала детально рассмотрел Е. С. Контарь [10].

2. На Южном Урале в начальную и собственно геосинклинальную стадии существовало 4 первичных базальтоидных пояса: I — Тирлянско-Медногорский ( $O - D_1$ ), II — Магнитогорский ( $O - D_2$ ), III — Еманжелинско-Варненский ( $S_1 - D_2$ ) и IV — Октябрьско-Денисовский ( $S_1 - D_1$ ).

Заложение первичных поясов было, по-видимому, одновременным, насколько об этом позволяют судить имеющиеся далеко не полные и не однозначные датировки вулканогенных комплексов. Миграция вулканических процессов была связана, вероятно, с двумя главными причинами: 1) распространением рифтообразования с запада на восток и с севера на юг — в первом ( $O - D_{2ef}$ ) и с юга на север — во втором ( $D_2$ ) тектоно-магматических циклах; 2) спредингом новообразованной коры в отдельных рифтовых структурах.

3. На территории Южного Урала реконструировано 4 дугообразных островодужных андезито-базальтовых пояса, древние контуры которых не совпадают с границами современных структурных зон: I — Западно-Магнитогорский, или Ирндыкский ( $D_1 - D_{2ef}$ ), II — Восточно-Магнитогорский ( $D_2$ ), III — Восточно-Уральский ( $S - D_1$ ), IV — Октябрьско-Денисовский ( $D_3 - C_1$ ). Эти пояса закладывались на различном фундаменте, и их формированию предшествовала различная эволюция эвгеосинклинальных структур. Так, формирование Ирндыкского пояса завершило ранний ряд базальтоидных формаций; в южной части он формировался в целом после образования непрерывного базальт-андезит-риолитового вулканогенного комплекса. Восточно-Магнитогорский андезито-базальтовый пояс, завершающий II формационный ряд, залегает преимущественно на базальтовом основании. Аналогичное положение имеет Восточно-Уральский андезито-базальтовый пояс, так же подстилаемый базальтовой формацией, но его развитие происходило на неглубоко погруженном сиалическом основании. Наконец, Октябрьско-Денисовский субконтинентальный базальт-андезитовый пояс формировался на базальтоидных рифтогенных формациях после значительного перерыва. Все это дает основания для того, чтобы рассматривать андезито-базальтовые пояса как самостоятельные островодужные или субконтинентальные геоструктуры.

4. В связи с отмеченными различиями в эволюции отдельных зон эвгеосинклинали, обусловленными разным сочетанием «рифтогенных» и «островодужных» формаций и неодинаковым составом фундамента, необходимо различать следующие типы парагенезисов вулканогенных формаций: 1) базальтовая → базальт-риолитовая → базальт-андезит-риолитовая → андезито-базальт-андезит-риолитовая (гибридная) → андезито-базальтовая → калиевых базальтов — трахитов; 2) базальтовая → базальт-риолитовая → базальт-андезит-риолитовая → андезито-базальтовая; 3) базальтовая → базальт-риолитовая → андезито-базальтовая (или базальт-андезитовая); 4) базальтовая → андезито-базальт-андезит-риолитовая → андезито-базальтовая; 5) (базальтовая) → андезито-базальтовая.

Первые два типа парагенезисов характерны для наиболее длительно развивавшегося пояса — Магнитогорского. В отдельных его блоках приведенные ряды редуцированы. Третий, четвертый и пятый типы формационных рядов характерны для восточных зон Южного Урала. Таким образом, установлено, что палеовулканические пояса восточных зон по сравнению с Магнитогорским мегасинклином отличаются редуцированностью формационных рядов за счет рез-

кого уменьшения объема дифференцированных контрастных и, особенно, непрерывных базальтоидных формаций и увеличением роли андезитово-базальтовых формаций. Наряду с этим дифференцированные базальтоидные формации восточных зон отличаются также небольшими объемами кислых пород и однообразием их петрографических типов, а начальные базальтовые формации — повышенной степенью порфириности базальтов и общей относительно более высокой эксплозивностью вулканизма.

5. На Южном Урале установлена ясно выраженная металлогеническая зональность, соответствующая зональности вулканических поясов и изменению с запада на восток профиля магматизма.

Тирляно-Медногорский пояс характеризуется металлогенией фемического типа. Магнитогорский пояс при преобладании фемической металлогении отличается значительным разнообразием рудных формаций колчеданного семейства, развитием медно-порфировых проявлений, связанных с островодужными формациями, и проявлением на поздних стадиях эволюции скарново-магнетитовой рудной формации в связи с доорогенными гранитоидами. В Восточно-Уральском и Октябрьско-Денисовском поясах металлогенической профилей меняется в сторону возрастания роли медно-порфировой минерализации при одновременном уменьшении значения колчеданного оруденения и заметном участии наложенных проявлений гранитоидной металлогении.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Белгородский Е. А. Новые данные о магматизме и металлогении восточных зон Южного Урала. — Советская геология, 1983, № 7, с. 39—41.
2. Бородаевская М. Б., Кривцов А. И. О структурной и возрастной асимметрии Урала на ранних стадиях герцинского развития. — Докл. АН СССР, 1974, т. 217, № 1, с. 161—164.
3. Бородаевская М. Б., Кривцов А. И., Ширай Е. П. Основы структурно-формационного анализа колчеданосных провинций. М.: Недра, 1977. 152 с.
4. Геология СССР. М.: Недра, 1971, т. 34. 534с.
5. Захаров А. А. Геологическое строение и рудоносность западной части Бурибайского рудного района. Автореф. дис. ...канд. геол.-минерал. наук. Свердловск, 1977. 28 с.
6. Захаров А. А., Захарова А. А. Стратиграфическое расчленение и петрохимическая характеристика силурийских вулканогенных образований Присакмарской синклинальной зоны на восточном склоне Южного Урала. — В кн.: Стратиграфия и палеонтология докембрия и палеозоя Южного Урала и Приуралья. Уфа: БФАН СССР, 1972, с. 18—26.
7. Камалетдинов М. А., Казанцева Т. Т. Особенности строения надвигов и шарьяжей Южного Урала. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1970, № 4, с. 60—76.
8. Камалетдинов М. А., Казанцева Т. Т., Казанцев Ю. В. Основные вопросы формирования земной коры Урала в палеозое: Докл. Презид. БФАН СССР. Уфа, 1978. 38с.
9. Каретин Ю. С. Строение и металлогеническое районирование Тагильского синклинория по данным палеовулканических реконструкций. — В кн.: Тектоника и металлогения Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980, с. 24—34.
10. Контарь Е. С. Металлогения раннегеосинклинального вулканизма Урала. — В кн.: Раннегеосинклинальный вулканизм и металлогения Урала. Вулканизм докембрия некоторых регионов СССР. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982, с. 47—49.
11. Коротеев В. А. Среднепалеозойский вулканизм в формировании земной коры восточного склона Южного Урала. Автореф. дис. ...д-ра геол.-минерал. наук. Миасс, 1982. 48с.
12. Коротеев В. А., Дианова Т. В., Кабанова Л. Я. Среднепалеозойский вулканизм восточной зоны Урала. М.: Наука, 1979. 130с.
13. Костеров Е. И. Условия формирования и закономерности размещения медного оруденения в центральной части Александровско-Денисовской структурно-фациальной зоны (Северо-Западный Казахстан). Автореф. дис. ...канд. геол.-минерал. наук, Свердловск, 1976. 28с.
14. Ксенофонтов О. К. Магматические формации области сочленения Урала и Казахстана и их металлогеническая специализация. Автореф. дис. ...д-ра геол.-минерал. наук. Свердловск, 1982. 37с.
15. Магадеев Б. Д., Тимергазина А. К. Салаватское месторождение прожилково-вкрапленных медных руд. — В кн.: Вопросы геологии и магматизма Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1970, с. 220—223.

16. **Магматические формации СССР** / Масайтис В. Л., Москалева В. Н., Румянцев Н. И. и др. Л.: Недра, 1979, т. 1, 2. 318с., 273с.
17. **Медные месторождения** прожилково-вкрапленного типа на Урале / Воробьев В. И., Контарь Е. С., Прокин В. А., Яковлев Г. Ф. — Геология рудных месторождений. 1978, т. 20, № 1, с. 30 — 39.
18. **Минина О. В.** Положение зон меднопорфировой минерализации в интрузивах Урала. — Советская геология, 1982, № 2, с. 51 — 55.
19. **Основные принципы** и методика составления прогнозно-металлогенических карт рудных районов в палеовулканических областях. М.: Недра, 1973. 256с.
20. **Палеозойский вулканизм** и колчеданные месторождения Южного Урала / Под ред. проф. Г. Ф. Яковлева. М.: МГУ, 1968. 290с.
21. **Прокин В. А.** Закономерности размещения колчеданных месторождений на Южном Урале. М.: Недра, 1977. 174с.
22. **Прокин В. А., Тесаловский М. Д.** Основные черты эндогенной металлогении Южного Урала. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала. Уфа, 1972, вып. 5, с. 15 — 27.
23. **Рихтер Я. А.** Латеральные ряды вулканогенных формаций в связи с тектоническим развитием Южного Урала. — В кн.: Геосинклиальный вулканизм Урала и колчеданосность вулканогенных формаций. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980, с. 23 — 33.
24. **Садрисламов Б. М.** Палеотектонические условия накопления силурийских и раннедевонских вулканогенно-осадочных образований Южного Урала. — В кн.: Тектоника и магматизм Южного Урала. М.: Наука, 1974, с. 149 — 155.
25. **Серавкин И. Б., Цветкова А. А.** Строение Магнитогорского мегасинклиория в свете палеовулканологических реконструкций и геофизических данных. — В кн.: Вулканизм и рудообразование Урала. Уфа: БФАН СССР, 1982, с. 19 — 33.
26. **Серавкин И. Б., Косарев А. М., Родичева З. И.** Формационная схема и вариации петрохимического состава раннегеосинклиальных вулканогенных формаций Магнитогорского мегасинклиория. — В кн.: Раннегеосинклиальный вулканизм и металлогения Урала. Вулканизм докембрия некоторых регионов СССР. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1983, с. 88 — 91.
27. **Среднепалеозойский вулканизм** Башкирского Зауралья и связь с ним колчеданного оруденения / Сопко П. Ф., Серавкин И. Б., Бобохов А. С., Косарев А. М. Уфа: БФАН СССР, 1983. 112с.
28. **Старостин В. И.** Новый тип медного оруденения на Южном Урале. — Докл. АН СССР, 1968, т. 181, № 5, с. 1242 — 1244.
29. **Твалчрелидзе Г. А.** Металлогенические особенности главных типов вулканических поясов. М.: Недра, 1977. 110с.
30. **Тектоника** Урала (объяснительная записка к тектонической карте Урала масштаба 1 : 1 000 000) / Пейве А. В., Иванов С. Н., Нечухин В. М. и др. М.: Наука, 1977. 120с.
31. **Фролова Т. И., Бурикова И. А.** Геосинклиальный вулканизм (на примере восточного склона Южного Урала). М.: МГУ, 1977. 266с.
32. **Червяковский Г. Ф., Нечухин В. М.** О тектонических основах и принципах формационного расчленения вулканических образований внутриконтинентальных эвгеосинклиалей (на примере Урала). — В кн.: Геосинклиальный вулканизм Урала и колчеданосность вулканогенных формаций. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980, с. 15 — 22.
33. **Штейнберг Д. С.** О химической классификации эффузивных горных пород. — Труды/ИГ УФАН СССР, 1964, вып. 73. 106с.

### ВУЛКАНОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ЮГО-ЗАПАДНОГО АЛТАЯ

Структуры Юго-Западного Алтая (территория современных Рудного и Южного Алтая) размещаются в северо-восточной краевой части герцинид Зайсанской складчатой области, в зоне ее сочленения с каледонидами Горного Алтая. Юго-Западный Алтай в среднем палеозое представлял собой вторичную геосинклинальную систему, формирующуюся на юго-западной окраине Горноалтайского каледонского континентального массива земной коры [20]. Палеотектонический [2, 16] и палеовулканологический [1, 18, 23] анализ позволил раскрыть внутреннее строение и эволюцию вторично-геосинклинальной системы Юго-Западного Алтая. Показано, что в девоне она представляла собой вулканический пояс, располагавшийся на разноглубинном подвижном шельфе Горноалтайского материкового массива. На северо-востоке этот пояс переходил в собственно окраинно-материковую вулканическую зону Горного Алтая, обладавшую чертами краевого пояса. На шельфе вулканический пояс формировался в обстановке, вначале близкой к рифтогенной (ранний девон), а затем к островодужной (поздний девон). В этой части пояса выделяются с северо-востока на юго-запад тыльная и внутренняя вулканические зоны, состоящие из элементарных вулканических островных дуг и подводных поднятий и междуговых внутренних прогибов [9].

Формирование девонского вулканического пояса началось в раннем девоне — эйфеле в условиях взламывания, растяжения континентальной коры, раскалывания и раздвигания ее блоков. Эти явления сопровождалась активизацией магматических очагов на уровнях метабазальтового и метагранитного глубинных слоев земной коры, что и обусловило проявление в окраинно-материковой зоне мелководного частью наземного вулканизма риолит-дацитового состава, а на шельфе — интенсивного подводного, частью островного вулканизма преимущественно кислого (риолиты), менее — основного (базальты) и среднего (андезиты, андезито-дациты) состава. Специфика вулканизма Юго-Западного Алтая состояла в проявлении его большей частью на структурах раздробленного эпибайкальского Алейско-Рубцовского жесткого массива, перекрытого маломощным комплексом отложений нижнего палеозоя.

Среди основных палеовулкано-тектонических элементов девонского вулканического пояса различаются с северо-востока на юго-запад (рис. 1): 1) окраинно-материковая вулканическая зона Горного Алтая; 2) Холзунско-Сарымсактинское островное поднятие, возникшее в среднем девоне в результате сжатия одноименного рифтоген-

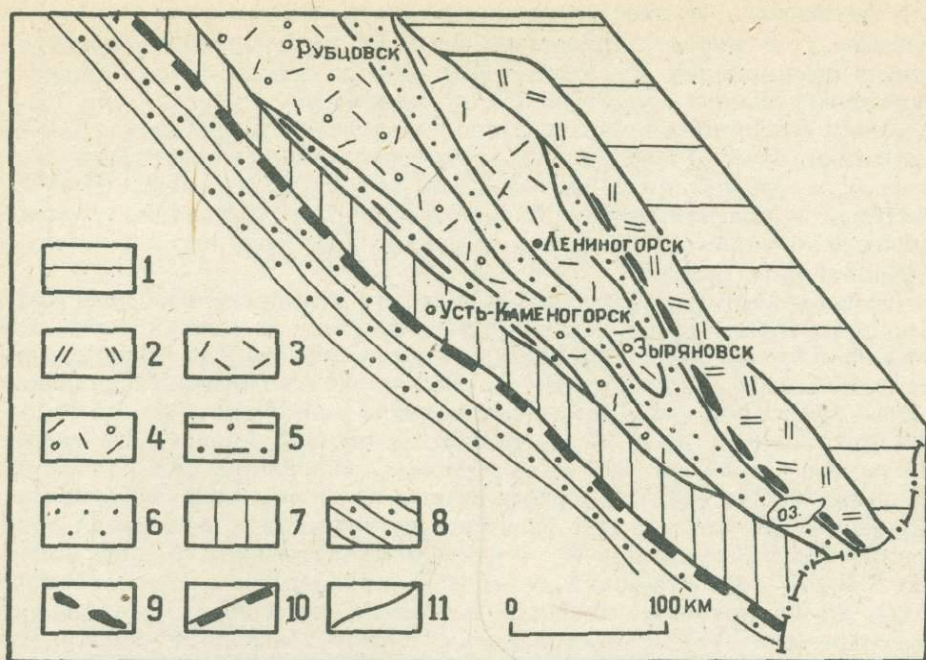


Рис. 1. Схема размещения базальт-риолитовой группы формаций в вулканотектонических системах Юго-Западного Алтая в эмсе — раннем фамене (без палин-спастических реконструкций).

1— горноалтайский каледонский континентальный массив, окраинно-материковая вулканическая зона, ареал наземного риолит-дацитового вулканизма существенно калиевого; 2—7— герцинские образования на шельфе горноалтайского континента: 2— Холзунско-Сарымсактинский рифтогенный прогиб в раннем девоне, островное поднятие в среднем — позднем девоне, ограничивавшее шельф с северо-востока, ареал последовательно дифференцированной базальт-риолитовой натрий-калиевой формации; 3—4— вулканотектонические поднятия на остаточных блоках Алейско-Рубцовского массива (3— Синюшинско-Ревнюшинское островное в эмсе — раннем живете, подводное в позднем живете — верхнем девоне, ареал слабо контрастной калий-натриевой базальт-риолитовой формации, 4— Алейское островное поднятие, ареал контрастной натриевой базальт-риолитовой формации); 5—6— внутренние раздвиговые прогибы (5— Авроринско-Кондратьевский, 6— Змеиногорско-Быструшинский и Белоубинско-Южноалтайский, выполненные терригенными и вулканотерригенными отложениями отдаленных зон вулканизма); 7— Иртышский рифтогенный унаследованный прогиб в раннем девоне, внешнее невулканическое барьерное поднятие в среднем — позднем девоне, юго-западная граница шельфа; 8— Кальба-Нарымский фронтальный прогиб лептогеосинклинального типа (окраинный бассейн), стабильно погружавшийся блок субконтинентальной коры; 9— Маркакольско-Белорейский пояс гипабиссальных интрузий базитов позднего девона; 10 — предполагаемое геологическое положение Иртышского глубинного разлома — гомолога палеозоны Беньофа — Заварицкого; 11— современные границы тектонических структур.

ного прогиба, развивавшегося с конца нижнего палеозоя, и отграничивавшее подвижный шельф Юго-Западного Алтая от материка; 3) вулканотектонические структуры, возникшие на позитивных остаточных блоках Алейско-Рубцовского массива — Синюшинско-Ревнюшинское и Алейское поднятия; 4) внутренние раздвиговые прогибы — Авроринско-Кондратьевский, Змеиногорско-Быструшинский и Белоубинско-Южноалтайский. С юго-запада подвижный шельф ограничивался Иртышским поднятием (типа внешней невулканической дуги), возникшим в среднем девоне при сжатии одноименного рифтогенного прогиба, унаследованного от поздне-нижнепалеозойского прогиба. Иртышский прогиб и поднятие рассматриваются как структурные элементы зоны Иртышского глубинного разлома, а сам он понимается

для девонского времени как предполагаемый гомолог палеозоны Беньюфа. В полосе глубинного разлома впоследствии сформировалась крупнейшая на Алтае Иртышская зона смятия. Далее к юго-западу располагался Калба-Нарымский фронтальный (по отношению к вулканическому поясу) глубоководный прогиб лепто-геосинклинального типа (палеожелоб), характеризующийся стабильным погружением и терригенным выполнением (аспидная формация). Предполагается заложение его на блоке каледонского основания с корой субконтинентального типа, отличающейся от типа коры Горного и Юго-Западного Алтая.

Нами принимается, таким образом, что вулканический пояс Юго-Западного Алтая локализовался в всячем боку девонской палеозоны Беньюфа (Иртышский глубинный разлом), возникшей на границе континентальной и переходной коры. Выход этой палеозоны на поверхность определить точно не представляется возможным ввиду последующих значительных латеральных сближений блоков. Заложение пояса произошло на различных блоках основания. От палеозоны Беньюфа в всячий бок ответвлялись крупные апофизы-разломы, определившие особенности развития вулканизма в различных тектонических блоках пояса [9]. В частности, миграцией апофиз палеозон Беньюфа на юго-запад во многом определялась установленная в том же направлении миграция девонского вулканизма, направленное отмирание вулкано-тектонических систем. Петрологические черты вулканизма были во многом обусловлены особенностями глубинного строения Юго-Западного Алтая [8]. Современное глубинное строение земной коры Юго-Западного Алтая по сейсмическим и гравиметрическим данным характеризуется сложностью и неоднородностью [11, 13, 22]. Рудноалтайское поднятие выделяется гребневидным возвышением поверхности М, погружающимся на юго-восток в Южный Алтай (рис. 2). Мощность ЗК соответственно изменяется от 40—42,5 до 50—52,5 км. Рудноалтайское поднятие обрамлено Калба-Нарымским (40—47,5 км) и Горноалтайским (50—55 км) прогибами. Рудноалтайское гребневидное поднятие выражено и в поверхности К на глубинах 22—24 км, сменяется Калба-Нарымским (26—28 км) и Холзунско-Сарымсактинским (28—30 км) прогибами. Таким образом, мощность metabазальтового слоя в Алейском поднятии максимальна — 20—26 км, а в Калба-Нарымской зоне уменьшается до 14—18 км. Мощность метагранитного слоя колеблется от 10 до 12 км. Иртышский и Локтевско-Караиртышский глубинные разломы фиксируются линейными локальными погружениями в поверхности К от 3 до 4 км. Хотя современное строение ЗК во многом не соответствует девонской структуре, тем не менее вырисовываются определенные корреляции характера девонской вулканической деятельности и металлогении от выявляемого глубинного строения, о чем будет сказано ниже.

Вулканы девога Юго-Западного Алтая традиционно выделялись в кварц-кератофировую (базальт-липаритовую) формацию, которая изучалась Н. А. Елисеевым [5], М. Г. Хисамутдиновым [20], Е. Б. Яковлевой [24], В. С. Кузбным [8], В. И. Черновым [21] и другими исследователями и описана Ю. А. Кузнецовым [10] как эталонная в группе спилит-кератофировых формаций эвгеосинклиналей. Согласно рекомендациям терминологической комиссии Петрографического комитета при ОГГ АН СССР мы именуем ее базальт-риолитовой. Вулканы размещаются на склонах унаследованно развивавшихся антиклинорных поднятий (Алейское, Синюшинско-Ревнюшинское) и синклинорных прогибов (Быструшинский), в вулкано-тектонических мульдах и депрессиях, развившихся на жестком основании (Успенская, Шемонаихинско-Верхубинская, Лениногорская), а также выпол-

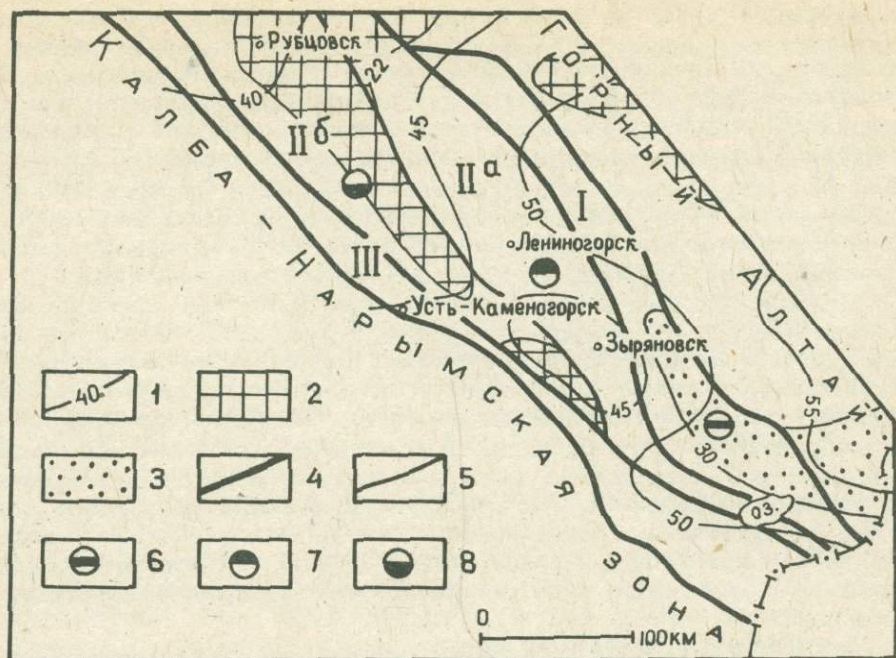


Рис. 2. Схема металлогенического районирования и элементы глубинного строения Юго-Западного Алтая.

1 — изогипсы поверхности М, км; 2—3 — поднятия (2) и прогибы (3) поверхности К, км; 4—5 — границы металлогенических зон (4) и подзон (5); 6—8 — металлогенический профиль (6 — свинцово-цинковый, 7 — барит-полиметаллический и полиметаллический, 8 — колчеданно-полиметаллический и медноколчеданный). Металлогенические зоны: I — Белоубинско-Южноалтайская; II — Рудноалтайская (подзоны: IIа — Змеиногорская и Лениногорско-Зыряновская, IIб — Алейская); III — Иртышская.

няют мобильный (приразломный) передовой прогиб на границе с каледонидами Горного Алтая, преобразованный в раннее краевое антиклинорное поднятие линейного типа (Холзунско-Сарымсактинское). Территориальная и возрастная обособленность вулканических процессов, наряду со спецификой состава их продуктов в ареалах развития, что будет показано ниже, позволяет говорить о существовании на Юго-Западном Алтае в девонское время трех самостоятельных очагов и соответственно трех ареалов вулканизма с самостоятельными формациями — белоубинско-южноалтайского нижнедевонского — верхне-эйфельского, синюшинско-ревнюшинского эмсско-верхнеэйфельского и алейского эйфельского — фаменского. Эти ареалы совпадают с основными вулканотектоническими структурами вулканического пояса (рис. 2).

Базальт-андезит-дацит-триолитовая непрерывная формация размещается в белоубинско-южноалтайском ареале (Холзунско-Сарымсактинское поднятие). В центральной и северо-западной частях вулканиды залегают на нижнепалеозойском основании трансгрессивно, с угловым несогласием и базальными конгломератами в основании. На юго-востоке они согласно перекрывают известняки нижнего девона. Мощность отложений меняется от 1,3 до 5,3 — 7,5 км. Вверх по разрезу вулканиды сменяются осадками аспидного типа.

Вулканиды тесно переслаиваются и фациально замещаются туффитами, вулканомиктовыми и осадочными породами. Отношение туфогенно-осадочных и вулканических образований в разных свитах

меняется от 6,2 : 1 до 1 : 4, а для зоны в целом составляет 1 : 1,2. Установлены риолиты и трахириолиты, риолито-дациты, дациты и трахидациты, щелочно-земельные трахиты, андезит-дацитовые, андезитовые, базальтовые и пикрито-базальтовые порфириты, диабазы и спилиты. Имеются переходы от риолитов и дацитов к андезитам в одном потоке. Коэффициент эксплозивности в разных свитах от 46 до 85, а для ареала в среднем составляет 50. Количественное соотношение кислые — средние — основные эффузивы составляет 18 : 6 : 1. Из кислых вулканитов наиболее распространены риолиты, дациты и трахидациты. Преобладали извержения центрального типа.

Выделяется два этапа активной вулканической деятельности: нижнедевонско-раннеэйфельский и позднедевонский. В ранний этап формируется ассоциация вулканогенных пород риолит-дацит-андезит-базальтового состава с преобладанием андезитов и андезито-базальтов. Второй этап вулканизма характеризуется антидромным развитием.

Характерной петрохимической особенностью вулканитов формации является повышенная роль щелочей, особенно калия. Полярность пород не выражена. По своей сути формация относится к категории последовательно дифференцированных непрерывных натрий-калиевого типа. Геохимические данные отражают существенно халькофильную геохимическую и металлогеническую специализацию формации.

Базальт-андезит-дацит-риолитовая слабоконтрастная формация размещается в синюшинско-ревнюшинском ареале. Вулканиты несогласно залегают на зеленосланцевых отложениях нижнего палеозоя и нижнего девона, а вверх по разрезу сменяются терригенными отложениями живетского возраста. Общая мощность разреза в Лениногорском районе 2 — 3,5 км, в Зыряновском — 1,5 — 2 км.

Формация состоит из риолитов, риодацитов, дацитов, андезитов, андезито-базальтов, базальтов, туфов. Среди пород резко преобладают вулканиты кислого состава. Отношение кислые — средние — основные породы равно 7,6 : 1,9 : 1 (Синюшинский антиклинорий). Соотношение лав, экструзивов и вулканогенно-обломочных пород изменяется в широких пределах, а в целом близко к единице. Извержения связаны с вулканами центрального типа. Соотношение вулканогенных и осадочных пород варьирует в широких пределах. В Лениногорском районе оно близко к единице, в Зыряновском преобладают осадочные отложения.

Выделяется три этапа вулканизма. Эмский этап представлен покровами лав и лавобрекчий дацитов, риодацитов и риолитов и их туфами. С вулканитами ассоциируют грубые туфогенные и вулканомиктовые осадки. В Зыряновском районе в составе этого этапа появляются вулканиты среднего состава. Раннеэйфельский этап проявлен только в Лениногорском районе. Вулканиты включают лавы базальтов, андезито-базальтов, андезитов, порфиритов и их туфов. Редко отмечается чередование вулканогенных пород основного и среднего состава с кислыми. Эйфельско-раннеживетский этап представлен преимущественно туфами риолитового состава, среди которых в Лениногорском районе встречаются маломощные прослои базальтов и диабазов. Широко распространены породы экструзивной фации, встречаются игнимбриты.

Формация относится к щелочно-земельному ряду и представляет слабоконтрастную (прерывистую) базальт-андезит-дацит-риолитовую серию калий-натриевого типа. Геохимической особенностью пород является присутствие в них халькофильных и сидерофильных элементов.

Базальт-риолитовая контрастная формация

размещается в алейском ареале развития вулканитов. Она залегает трансгрессивно с угловым несогласием и базальными конгломератами в основании на зеленосланцевых отложениях нижнего палеозоя (?) и перекрывается существенно терригенными отложениями верхнего девона и вулканогенно-осадочной толщей островодужного типа (андезито-дацитовая формация) фаменского времени. Мощность отложений изменяется от 0,5 до 3,5 км.

В составе формации выделяются лавы и пирокластические породы, экструзивные и субвулканические образования, а также туффиты, вулканомиктовые и осадочные породы. Отношение туфогенно-осадочных пород и вулканитов в различных свитах меняется от 2 : 1 до 1 : 6 — 10. Типичной особенностью вулканогенного разреза является сочетание кислых (риолиты) и основных (базальты) вулканитов при ведущей роли кислых пород. Отношение кислые — средние — основные породы в суммарных разрезах формации меняется от 1 : 0 : 0 до 34 : 1 : 7,2. Характерно некоторое преобладание вулканитов над осадочными образованиями.

Активный вулканизм проявился в три этапа. Эйфельский этап ограничен Приурбинским районом Прииртышья. Развитие его происходило в антидромной последовательности. Вулканизм живетского этапа представлен риолитами, риодацитами, редко дацитами и кислыми туфами. Вулканизм верхнефранского этапа характеризуется гомодромным развитием. На всех этапах извержения связаны с вулканами центрального типа.

При петрохимическом анализе вулканитов отмечается ярко выраженная полярность (контрастность) их состава. Кислые породы пересыщены кремнекислотой и глиноземом, но бедны магниезией и полевошпатовой известью. В составе щелочей натрий преобладает над калием (натриевая серия). Основные породы богаты железом, магниезией и полевошпатовой известью, но недосыщены кремнекислотой. Вариационные линии вулканитов размещаются в области базальтоидных естественных ассоциаций и наиболее близки к щелочно-земельным вулканитам типа Иеллоустонского парка. Формация в целом относится к контрастной базальт-риолитовой натриевого типа. Геохимической особенностью вулканогенных образований является постоянное присутствие в породах халькофильных и сидерофильных элементов.

Андезито-дацитовая формация представлена вулканитами и вулканогенно-осадочными отложениями фаменского яруса. Породы изучались Н. А. Елисеевым [5], Т. Я. Демидовой [20], В. С. Кузевым [8], В. И. Черновым [21], Г. Г. Свечниковым и др. Вулканиты размещаются на крыльях и юго-восточном погружении Алейского антиклинория, залегают на вулканитах кварц-кератофировой группы формаций и перекрываются терригенными осадками и известняками нижнего карбона. Границы большей частью согласные, иногда выражены локальные перерывы (Алейская подзона). Мощность разреза меняется от 0,6 до 2 — 3 км.

В формацию входят риолиты, дациты, андезиты, базальты. Широко развиты туфы, туфобрекчии, туффиты, вулканомиктовые и собственно осадочные породы. Характерная особенность формации в отличие от кварц-кератофировых — ведущая роль в ее составе андезитов, дацитов и андезито-дацитов при подчиненном количестве риолитов и базальтов. Среднее отношение кислые — средние — основные эффузивы составляет 3,5 : 7,5 : 1. Количественное отношение эффузивов и обломочных вулканитов достигает 1 : 2 (коэффициент палеоэксплозивности 64). Из пирокластических пород наиболее широко представлены туфы среднего и смешанного состава. Отношение осадочных пород и вулканитов равно 1 : 2. Извержения связаны с вулканами центрального типа. Преобладали субаэральные и при-

брежно-морские условия накопления вулканогенно-осадочных пород.

При петрохимическом анализе пород подтверждается многообразие их типов при ведущей роли дацитов, андезито-дацитов и андезитов. При сравнении с близкими по составу мировыми типами пород вулканыты выделяются пониженными значениями полевошпатовой извести и щелочей; в составе последних натрий резко преобладает над калием. Геохимической особенностью является постоянное присутствие в породах меди, цинка, свинца, хрома, галлия, кобальта (кларковые и выше кларковых значения).

Анализируя развитие вулканизма Юго-Западного Алтая, следует отметить, что его характер обусловлен особенностями глубинного строения и тесно связан с эволюцией вулкано-тектонических структур. Установлена отчетливая миграция вулканизма с северо-востока на юго-запад, по мере вовлечения остаточных поднятий в области погружения геосинклинальной системы, т. е. от континента Горного Алтая в сторону окраинного моря Калбы-Нарыма [2]. В Холзунско-Сарымсактинском прогибе вулканизм начинается в конце нижнего девона и завершается в раннем живете. Кислые вулканыты имеют субщелочной характер с ведущей ролью калия, ассоциируют с молассоидами и близки по типу к породам орогенных вулканических комплексов. Суммарная щелочность пород и отношение в них  $K_2O : Na_2O$  в целом отчетливо возрастают по латерали в направлении с юго-запада на северо-восток к континенту. В Лениногорско-Зырянском поднятии вулканизм начался в эмсе и завершился в раннем живете. Здесь общая щелочность вулканытов уменьшается, увеличивается роль натрия (калий-натриевый тип). На Алейском поднятии вулканизм охватывает интервал времени от позднего эйфеля до позднего фамена включительно. В вулканытах этого ареала натрий превалирует среди щелочей — натриевый тип формации.

Наибольшая контрастность свойственна существенно натриевым вулканытам склонов унаследованно развивающихся антиклинорий (Алейский), минимальная — натриево-калиевой формации краевого вулканического пояса и прилегающих к нему структур (Холзунско-Сарымсактинская подзона). Таким образом, в Юго-Западном Алтае отчетливо устанавливается нарастание контрастности базальт-риолитовых формаций во времени в ходе последовательного развития ареалов вулканизма от Холзунско-Сарымсактинского передового прогиба на границе с Горным Алтаем (нижний девон — эйфель) к Синюшинско-Ревнюшинскому (эмс — эйфель) и Алейскому (верхний эйфель — нижний фамен) остаточным поднятиям.

Последовательное отмирание вулканических дуг привело к сохранению вулканизма на Рудном Алтае в начале позднегеосинклинальной стадии только вдоль юго-восточного погружения Алейского поднятия и к образованию типичной островодужной последовательно дифференцированной андезито-дацитовой формации позднего фамена в висячем боку Иртышского глубинного разлома.

Металлогенические особенности Юго-Западного Алтая обусловлены тектоно-магматической эволюцией, специфической глубинного строения земной коры, тектоническим строением. Земная кора региона сформировалась в результате сложных тектоно-магматических процессов, происходивших в докембрии, палеозое, мезозое. В данном случае рассматриваются особенности металлогении только девонского периода в целях уточнения металлогенического районирования. Этот период герцинского геотектонического цикла характеризуется проявлением магматизма и металлогении, свойственных

доорогенному этапу развития вторично-геосинклинальных систем. Анализ доорогенной металлогении Юго-Западного Алтая показал ее тесные связи с тектоно-магматическим развитием конкретных структурно-формационных зон [4, 6, 8, 12, 19, 22, 23].

В работах последних лет все большее внимание уделяется анализу связей колчеданно-полиметаллического оруденения Юго-Западного Алтая с девонским вулканизмом [3, 7, 17]. В. С. Кузубов, Н. И. Стучевским [9] предпринята попытка осветить связи доорогенного колчеданного-полиметаллического оруденения с эволюцией вулканотектонических систем девонского вулканического пояса. Отмечено, что колчеданное рудообразование в девоне приурочено к внутренним зонам упомянутых выше вулканотектонических систем, т. е. к подводным или надводным поднятиям (элементарным дугам) или к их бортам и депрессиям, проявляется, как во время замедленного погружения и повышенной вулканической активности или поствулканической гидротермальной деятельности, так и в периоды поднятий, инверсии структур, формирования поясов субвулканических гипабиссальных порфировых и порфиритовых интрузий. Для доорогенной металлогении характерна также возрастная миграция колчеданного рудообразования в соответствии с направленной эволюцией вулканотектонических систем.

Приведенное выше формационное расчленение вулканитов девона, вмещающих колчеданно-полиметаллические месторождения Юго-Западного Алтая, позволяет конкретизировать раскрытые ранее рядом исследователей особенности размещения различных минеральных типов месторождений в структурно-формационных зонах Юго-Западного Алтая в связи со спецификой вулканических проявлений и тем самым объяснить наблюдаемую для этого времени металлогеническую зональность. Выделяемые в схемах металлогенического районирования Юго-Западного Алтая металлогенические зоны — Рудноалтайская с Алейской и Лениногорско-Зырянской подзонами и Белоубинско-Южноалтайская зона с Холзунско-Сарымсактинской и Белоубинско-Маймырской подзонами — характеризуются, как известно, своим профилем руд колчеданно-полиметаллических месторождений [17, 19]. Так, в Холзунско-Сарымсактинской металлогенической подзоне в ареале последовательно дифференцированной натрий-калиевой базальт-риолитовой формации проявились свинцово-цинковые и свинцовые рудопроявления в туфогенно-карбонатных отложениях (Южноалтайский тип). В Лениногорско-Зырянской и Змеиногорской подзонах состав руд главных месторождений собственно полиметаллический и барит-полиметаллический. Месторождения приурочены в этих подзонах к ареалу слабоконтрастной калий-натриевой базальт-риолитовой формации. В Алейской подзоне (ареал контрастной натриевой базальт-риолитовой формации) месторождения характеризуются колчеданно-полиметаллическим и медноколчеданным составом руд:

В общем плане в направлении от Горноалтайского континентального массива на юго-запад в сторону Калба-Нарымского прогиба возрастает колчеданность оруденения. В ряде случаев наблюдается увеличение числа медноколчеданных объектов в верхнем девоне по сравнению с существенно свинцовыми в раннем и среднем девоне в пределах одной металлогенической зоны.

Зависимость состава руд колчеданных месторождений от профиля магматических формаций наблюдается и в других колчеданноносных провинциях. На Малом Кавказе, по П. Ф. Сопко [14], в районах развития колчеданных месторождений медного, медно-цинкового, полиметаллического и барит-полиметаллического состава (Кафанский, Алавердский, Болнисский) рудовмещающие вулканогенные серии

сложены непрерывным рядом дифференциатов и относятся к базальт-андезит-дацит-риолитовой формации. Районы с серноколчеданными, медноколчеданными и медно-цинковыми месторождениями (Чирагидзорский, Кедабекский) характеризуются развитием рудоносных вулканогенных серий контрастного типа базальт-риолитовой формации. В Башкирской части Южного Урала [15] с контрастными формациями связаны медные и медно-цинковые месторождения, а в последовательно дифференцированных формациях месторождения приобретают черты колчеданно-полиметаллических.

Корреляция состава руд колчеданно-полиметаллических месторождений с петрохимическими особенностями рудовмещающих вулканических формаций вырисовывается к настоящему времени достаточно определено. Этим в значительной мере определяется металлогенический облик доорогенных структурно-формационных зон. Однако связи оруденения с магматизмом и вулканизмом, в частности, на Рудном Алтае оказываются весьма многообразными, сложными, порой косвенными. Процесс магматизма и образования в связи с ним месторождений был растянут во времени, многоактен. Наряду с сингенетической рудной минерализацией присутствует минерализация, асинхронная с вмещающими породами, эпигенетическая не только к стратифицированным членам вулканогенно-осадочных ассоциаций, но и к поздним вулканоплутоническим породам. После завершения активного вулканизма глубинные очаги продолжали функционировать — происходило внедрение разновозрастных интрузий, сопровождавшихся гидротермальной деятельностью, формированием метасоматитов и оруденения. Все эти факты широко известны и освещены в работах многих исследователей геологии и металлогении Юго-Западного Алтая. Важно обратить внимание на то, что эндогенная геохимическая и металлогеническая специализация доорогенных структурно-формационных зон сохраняется и в раннеорогенном этапе. Так, четко выделяется сидерохалькофильный профиль Рудноалтайской зоны, характеризующий ее в течение ранних и средних этапов герцинского цикла. И даже в позднеорогенную стадию наблюдается специализация смешанного типа — редкометальная с примесью халькофильной и сидерофильной. По-видимому, правильно предполагать существование более общих причин, обусловивших гетерогенность вулканогенных формаций и корреспондирующую с ними вариацию состава руд колчеданно-полиметаллических месторождений. Причины металлогенической зональности мы склонны объяснять различиями хода реализации процесса глубинной эволюции земной коры в разных структурно-формационных зонах. Дифференцированы были степень зрелости земной коры, степень ее предварительной «подготовки», позиция магматических основных и промежуточных бассейнов относительно главных глубинных слоев земной коры, характер и длительность эволюции этих магматических очагов, поставлявших вещество вулканических извержений, гиповулканических и гипабиссальных интрузий, а также гидротермальных рудоносных растворов и т. д. Поэтому латеральная зональность металлогении Юго-Западного Алтая и латеральная зональность вулканизма, как бы они хорошо ни коррелировались, не связаны прямыми причинно-следственными отношениями, а являются сходными последствиями общей причины.

Именно этот вывод определяет подход к металлогеническому районированию применительно к тектоно-магматическому циклу в целом, а не только к узким временным интервалам. Предлагаемое Г. Ф. Яковлевым, В. В. Авдониным с соавторами [3] районирование на палеовулканической основе как раз и является таким примером. Оно справедливо для одних вулканических этапов (девон), но должно

быть иным для других. Принцип металлогенического районирования Юго-Западного Алтая, которого мы придерживаемся, обоснован В. С. Кузевным [8], показавшим, что структурно-формационные зоны характеризуются им присущими петрометаллогеническими рядами магматических и рудных формаций. Ранее подобный подход изложен в работе «Принципы и методы ...» [12]. Расчленение вулканических формаций девона, рассмотренное в данном случае, полностью подтверждает ранее проведенное металлогеническое районирование [2], подкрепляя его дополнительными фактами (рис. 2). Ранее и в последнее время высказываются соображения многими авторами о корреляции размещения металлогенических зон Юго-Западного Алтая с выявляемыми по геофизическим наблюдениям особенностями современного глубинного строения [12, 22]. Конечно, в переносе картины современного глубинного строения в прошлые эпохи кроется большая доля субъективизма и условности, однако как статистическим инструментом этим приемом пользоваться рационально.

Анализ глубинного строения земной коры Юго-Западного Алтая показывает, что колчеданные существенно свинцово-цинковые месторождения занимают положение в подзонах с повышенной мощностью земной коры при значительной мощности метакристаллического слоя, а колчеданные месторождения существенно медные и медно-полиметаллические приурочены к Алейской подзоне (поднятие и увеличенная мощность metabазальтового слоя и склоны поднятия, рис. 2). Размещение разных типов девонских вулканогенных рудовмещающих формаций подобным же образом коррелируется с указанными особенностями глубинного строения земной коры Юго-Западного Алтая. Не лишен основания аспект объяснения магматической и металлогенической зональности Юго-Западного Алтая в зависимости от положения девонских структур по отношению к позиции палеозоны Беньофа и ее апофиз, хотя в условиях отсутствия надежных палинostaстических реконструкций такой анализ также весьма субъективен.

## ВЫВОДЫ

1. Породы базальт-риолитового вулканизма Юго-Западного Алтая размещаются в трех территориально обособленных ареалах. Время проявления вулканизма в них асинхронно. Пространственная и временная дифференциация наряду с петрохимическими особенностями вулканитов позволяет выделить три самостоятельные формации: последовательно дифференцированную базальт-андезит-дацит-риолитовую натрий-калиевого типа (белоубинско-южноалтайский ареал), прерывистую базальт-андезит-дацит-риолитовую калий-натриевого типа (синюшинско-ревнюшинский ареал) и контрастную натриевую базальт-риолитовую (алейский ареал).

2. Металлогеническая специализация формаций причинно связана с глубинным строением земной коры, эволюцией вулкано-тектонических структур и составом вулканитов. Существенно свинцово-цинковое оруденение пространственно ассоциирует с вулканитами белоубинско-южноалтайского ареала, полиметаллическое — размещается в структурах синюшинско-ревнюшинского ареала, а колчеданно-полиметаллическое и медноколчеданное — в алейском ареале.

3. Ареалы вулканизма в основном совпадают пространственно со структурно-формационными и металлогеническими зонами и подзонами. Металлогенический профиль зон обусловлен унаследованностью глубинной очаговой зоны и места становления магматических расплавов в верхних горизонтах земной коры, особенностями их текто-

нического развития. В зонах развито разновозрастное (полихронное) оруденение близкого геохимического профиля, который сохраняется в течение тектоно-магматического цикла.

4. Часть оруденения генетически или близко парагенетически связана с девонским вулканизмом; связи более позднего оруденения с вулканизмом представляются отдаленными — комагматическими, предполагается общность глубинного источника комагматических рядов эффузивных, интрузивных пород и разновременных руд.

5. Проведенное районирование вулканогенных формаций в связи с профилем оруденения подкрепляет ранее существующие схемы структурно-формационного и металлогенического районирования Юго-Западного Алтая, где выделяются Белоубинско-Южноалтайская, Рудноалтайская и Иртышская металлогенические зоны со своими подзонами.

6. Металлогеническое районирование колчеданосных провинций должно проводиться комплексно с учетом эволюции эффузивных, интрузивных и рудных формаций, т. е. с учетом развития петрометаллогенических формационных рядов в течение магматического цикла или хотя бы его значительных интервалов.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Авдонин В. В. Девонский вулканизм и колчеданно-полиметаллические месторождения центральной части Рудного Алтая. Автореф. дис. ... д-ра. геол.-минерал. наук. М., 1981. 49 с.
2. Атлас палеотектонических и структурно-формационных карт палеозоя Юго-Западного Алтая. М.: Аэрогеология, 1978.
3. Вулканогенные колчеданно-полиметаллические месторождения (на примере Рудного Алтая). М.: МГУ, 1978. 280 с.
4. Горжевский Д. И., Чеквадзе В. Б., Исакович И. З. Типы полиметаллических месторождений Рудного Алтая, их происхождение и методы поисков. М.: Недра, 1977. 197 с.
5. Елисеев Н. А. Петрография Рудного Алтая и Калбы. — В кн.: Петрография СССР. Сер. 1. Региональная петрография М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1938, вып. 6. 244 с.
6. Каюпов А. К. К вопросу о причинах зонального проявления эндогенного оруденения на Алтае. — В кн.: Основные идеи Н. Г. Кассина в геологии Казахстана. Алма-Ата: АН КазССР, 1960, с. 357 — 378.
7. Колчеданные месторождения СССР. М.: Наука, 1983. 222 с.
8. Кузубный В. С. Магматические формации Юго-Западного Алтая и их металлогения. Алма-Ата: Наука, 1975. 342 с.
9. Кузубный В. С., Стучевский Н. И. Строение и эволюция колчеданосных провинций (на примере Юго-Западного Алтая). — Геология и геофизика, 1983, № 11, с. 41—47.
10. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 387 с.
11. Любецкий В. Н. Глубинное строение и районирование Иртыш-Зайсанской складчатой системы по геофизическим данным. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1965, № 12, с. 3 — 14.
12. Принципы и методы прогнозирования медноколчеданного и полиметаллического оруденения (на примере Рудного Алтая). М.: Недра, 1972. 256 с.
13. Ревякин П. С., Кузубный В. С. Особенности глубинного строения Рудного Алтая по геофизическим данным в связи с проблемой магматизма. — Советская геология, 1966, № 2, с. 95 — 105.
14. Сопко П. Ф. Колчеданные месторождения Малого Кавказа. М.: Недра, 1971. 256 с.
15. Структурный и магматический контроль колчеданного оруденения Башкирии /Сопко П. Ф., Бобохов А. С., Серавкин И. Б. и др. М.: Наука, 1975. 227 с.
16. Палеотектонический анализ Юго-Западного Алтая /Стучевский Н. И., Мураховский М. А., Скобелев Ю. Д. и др. — В кн.: Информационный сборник научно-исследовательских работ 1973 г. Алма-Ата: Наука, 1974, с. 35 — 37.
17. Филатов Е. И. Свинцово-цинковые месторождения складчатых областей фанерозоя: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1982. 49 с.
18. Филатов Е. И., Ширай Е. П. О палеосистеме островных дуг Зайсанской складчатой области. — Докл. АН СССР, 1975, т. 225, № 1, с. 172 — 175.
19. Хисамутдинов М. Г. Металлогения и полиметаллические месторождения Рудного Алтая. Л.: Недра, 1978. 195 с.

20. **Геологические формации Зайсанской складчатой системы** /Хисамутдинов М. Г., Авров Д. П., Василевская Е. Д. и др. М.: Недра, 1972. 232 с.

21. **Чернов В. И.** Вулканические формации и порфиоровые интрузии Рудного Алтая. М.: Наука, 1974. 264 с.

22. **Щерба Г. Н., Дьячков Б. А., Нахтигаль Г. П.** Металлогения Рудного Алтая и Калбы. Алма-Ата: Наука, 1984. 240 с.

23. **Яковлев Г. Ф., Микунов М. Ф.** Размещение полиметаллических месторождений Рудного Алтая в связи с его структурно-фациальными особенностями. — Геология рудных месторождений, 1976, № 3, с. 45 — 46.

24. **Яковлева Е. Б.** Девонский вулканизм центральной части Рудного Алтая. Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1963. 25 с.

К. М. МУРАДЯН, С. О. АЧИКГЕЗЯН, С. А. ЗОГРАБЯН,  
Г. Г. МИРЗОЯН, Р. А. САРКИСЯН

## ВУЛКАНОСТРУКТУРНЫЙ КОНТРОЛЬ КОЛЧЕДАННОГО ОРУДЕНЕНИЯ АРМЯНСКОЙ ССР

Территория Армянской ССР является одной из интереснейших палеовулканических колчеданоносных провинций Советского Союза. Изучение многих вопросов колчеданообразования в связи с вулканизмом геосинклиналей Кавказа, в частности эвгеосинклиналей («палеоостровных дуг») Малого Кавказа, имеет первостепенное значение для типизации колчеданоносных провинций и выявления их перспектив.

При современном состоянии этой важной проблемы весьма перспективными в разработке вопросов происхождения колчеданных руд на Малом Кавказе являются реконструкции первичных палеовулканических обстановок (региональные и локальные аспекты) рудообразования. С этой точки зрения региональные палеовулканологические и металлогенические исследования показывают, что на территории Армянской ССР главные месторождения колчеданной рудной формации размещены в пределах двух разновозрастных структурно-формационных зон: Алаверди-Шамшадин-Кафанской (или Сомхето-Карабахско-Кафанской) и Амасия-Севано-Акеринской, представляющих собой отдельные сегменты Средиземноморского вулканогенного — металлогенического пояса соответственно киммерийского и альпийского возрастов.

Колчеданные месторождения Армянской ССР и Малого Кавказа в целом, расположенные в мезо-кайнозойских вулканогенных формациях, изучались многими геологами, но наиболее важные исследования связаны с именами А. Эрна, Л. К. Конюшевского, В. Г. Грушешова, В. Н. Котляра, И. Г. Магакьяна, Г. А. Твалчрелидзе, А. Т. Асланяна, С. С. Мкртчяна, П. Ф. Сопко, Н. М. Чернышова, В. И. Алиева, Э. А. Хачатуряна и др. [1—12]. Уместно здесь особо отметить неопределимый вклад П. Ф. Сопко — исследователя, посвятившего почти два десятка лет изучению условий образования колчеданных месторождений Алавердского рудного района [8] и установившего главные закономерности размещения колчеданных месторождений Малого Кавказа [9].

Необходимость дальнейшего повышения эффективности поисков колчеданных руд в пределах Армянской ССР требует реконструкции первичных структурных условий их размещения и разработки палеовулканологических предпосылок прогноза и поисков колчеданной минерализации. Не заостряя внимания на региональных факторах размещения колчеданного оруденения, ниже остановимся на рассмотрении вопросов связи его с длительно развивающимися мезозойскими вулкано-тектоническими мегаструктурами и выявле-

Главнейшие закономерности размещения колчеданных месторождений в Алавердском рудном районе (по К. М. Мурадян, Г. Г. Мирзояну)

Геодинамическая позиция	Островная дуга (Алавердский сегмент)	
Этапы	Киммерийский Средняя юра	
Тип вулканизма	Линейно-трещинный	Центральный
Формации	А — АБ — А — Д	РД — Р
Колчеданосные вулкано-генные комплексы и петрохимическая их характеристика	Б — АБ — А	Д — РД — Р
	Толеитовая (известковая) серия с известково-щелочной тенденцией:	
	$\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 3,4-3,5\%$	$\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 3,7-4,3\%$
	$\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1,4-3,9$	$\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 2,2-2,6$
	$\text{al}^1 = 0,9-1,4$ $f^1 = 10,9-17,3$ $\text{K}_2 = 0,20-0,24$	$\text{al}^1 = 1,5-2,9$ $f^1 = 4,0-8,4$ $\text{K}_a = 0,33-0,34$
Фациальные зоны (фации)	Удаленная (вулканогенно-осадочная), промежуточная (эксплозивно-обломочная, эффузивно-обломочная), жерловая — прижерловая (экструзивная, жерловая, субвулканическая, гиповулканическая)	
Крупные, локальные вулкано-структуры и соответствующие им одноименные рудные поля	Ахталъское Шамлугское Алавердское	
Вулкано-структуры, контролирующие размещение месторождений и рудопроявлений	Ахталъская Шамлугская (Бендикское и др.) Алавердская (Шиштапин-	ское, Бази-кендское, Жангское, Даркское, Воскесарское и др.)
Формации и фации околорудных, площадных, линейно-и концентрически-зональных гидротермальных метасоматитов	Вторичные кварциты: монокварцевая, диккитовая, профиллитовая, <b>серицитовая</b> . Пропилиты стадии кислотного выщелачивания: <b>хлорито-серицитовая</b> , серицито-карбонатная, хлорито-карбонатная, эпидот-хлоритовая	
Типы руд	Серноколчеданные, медноколчеданные, барито-полиметаллические	
Морфология рудных тел	Штокообразные, пластообразные, линзообразные, жилообразные, прожилково-вкрапленные	

Главнейшие закономерности размещения колчеданных месторождений и рудопроявлений в Шамшадинском рудном районе (по К. М. Мурадян)

Геодинамическая позиция	Островная дуга (Шамшадинский сегмент)		
Этапы	Киммерийский		
	Средняя юра		
Тип вулканизма	Линейно-трещинный	Центральный	
	Ареальный		
Формации	Б — АБ — А — Д — РД — Р		
	Б — АБ	А	Д — РД — Р
Колчеданоносные вулкано-генные комплексы и петрохимическая их характеристика	Толейтовая (известковая) серия с известково-щелочной тенденцией*:		
	$\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 2,3-3,6\%$	$\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 4,9-4,8\%$	
	$\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 2,7-8,1$	$\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 2,7-3,7$	
	$a^1 = 1,4-1,2$	$a^1 = 2,5-2,8$	
	$f^1 = 14,5-15,9$	$f^1 = 6,5-5,6$	
	$K_a = 0,16-0,20$	$K_a = 0,41-0,39$	
Фациальные зоны (фации)	Удаленная (вулканогенно-осадочная); промежуточная (эксплозивно-обломочная, эффузивно-обломочная); жерловая — прижерловая (экструзивная, жерловая, крипто-вулканическая, гиповулканическая)		
Крупные, локальные вулкано-структуры и соответствующие им одноименные рудные поля	Навур-Ицкарское Айгедзорское Верхнеагданское	Арчи-кохерское Арчич, Джргалидзорское,	Ахумское Тавушское Хндзорутское
Вулкано-структуры, контролирующие размещение месторождений и рудопроявлений	Пашикское Зораваридзорское, Анкидзорское Взнкутское	Аваки-бина, Мецблурское Зуйг-джрагацкое	
Формации и фации около-рудных, площадных, линейно-и концентрически-зональных гидротермальных метасоматитов	Вторичные кварциты: монокварцевая, алунитовая, диаспоровая, диккитовая, <b>серицитовая</b> . Пропилиты стадии кислотного выщелачивания: <b>хлорито-серицитовая, серицито-карбонатная</b> , хлорито-карбонатная, эпидот-хлоритовая (и амфибол-эпидотовая, пренит-пумпеллитовая)		
Типы руд	Серноколчеданные (слабо проявлены), медноколчеданные и барито-полиметаллические с золотом и серебром		
Морфология рудных тел	Столбообразные, линзообразные, жилообразные, прожилково-вкрапленные, вкрапленные		

\* Приведенные в табл. 2 петрохимические характеристики отвечают не толейтовой, а известково-щелочной серии. — Прим. ред.

Главнейшие закономерности размещения колчеданных месторождений  
и рудопроявлений в Кафанском рудном районе  
(по С. О. Ачикгезяну, С. А. Зограбяну, Г. Г. Мирзояну, Р. А. Саркисяну)

Геодинамическая позиция	Островная дуга (Кафанский сегмент)	
	Киммерийский	
Этап	J <sub>2</sub>	J <sub>3</sub> — K <sub>1</sub>
Тип вулканизма	Трещинный	Центральный
Фациальные зоны (фации)	Удаленно-склоновая (вулканогенно-осадочная, вулканокластическая); жерлово-прижерловая (эксплозивно-обломочная, эффузивно-обломочная, экструзивная); субвулканическая — гиповулканическая	
Колчеданоносные формации	АБ — А — Д — Р	Б — АБ — А — Д — РД
Петрохимическая характеристика формаций	Известково-щелочная серия с толеитовой тенденцией (известковая): $Na_2O + K_2O = 3,5 - 5,1\%$ $Na_2O/K_2O = 4,0 - 16,0$ $al^I = 1,1 - 2,0$ $f^I = 6,6 - 14,7$ $K_a = 0,32 - 0,38$	Известково-щелочная серия: $Na_2O + K_2O = 4,2 - 7,0\%$ $Na_2O/K_2O = 4,2 - 6,0$ $al^I = 1,3 - 2,8$ $f^I = 5,4 - 15,8$ $K_a = 0,36 - 0,53$
Крупные вулканоструктуры и соответствующие им одноименные рудные поля	Кафанское. Антарашатское	Барцраванское
Локальные вулканические структуры, контролирующие размещение месторождений и рудопроявлений	Кавартское. Шаумянское. Норашеникское. Геханушское. Антарашатское и др.	Барцраванское. Тандзаверское и др.
Фаии вулканитов, контролирующие размещение рудных тел	Эффузивно-обломочная, эксплозивно-обломочная, экструзивная, субвулканическая	
Формации и фаии локальных и околорудных (подчернуты) линейно- и концентрически-зональных гидротермальных метасоматитов	Вторичные кварциты: монокварцевая, алунитовая, диаспоровая, диккитовая, <b>серицитовая</b> Пропилиты стадии кислотного выщелачивания: <b>хлорито-серицитовая, серицито-карбонатная, хлорито-карбонатная, эпидот-хлоритовая.</b>	
Типы руд	Медноколчеданные, полиметаллические с золотом и серебром	Полиметаллические с золотом и серебром
Морфология рудных тел	Жилообразные, прожилково-вкрапленные	Прожилково-вкрапленные

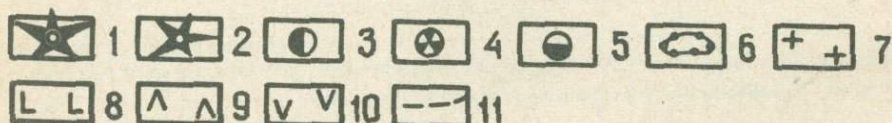
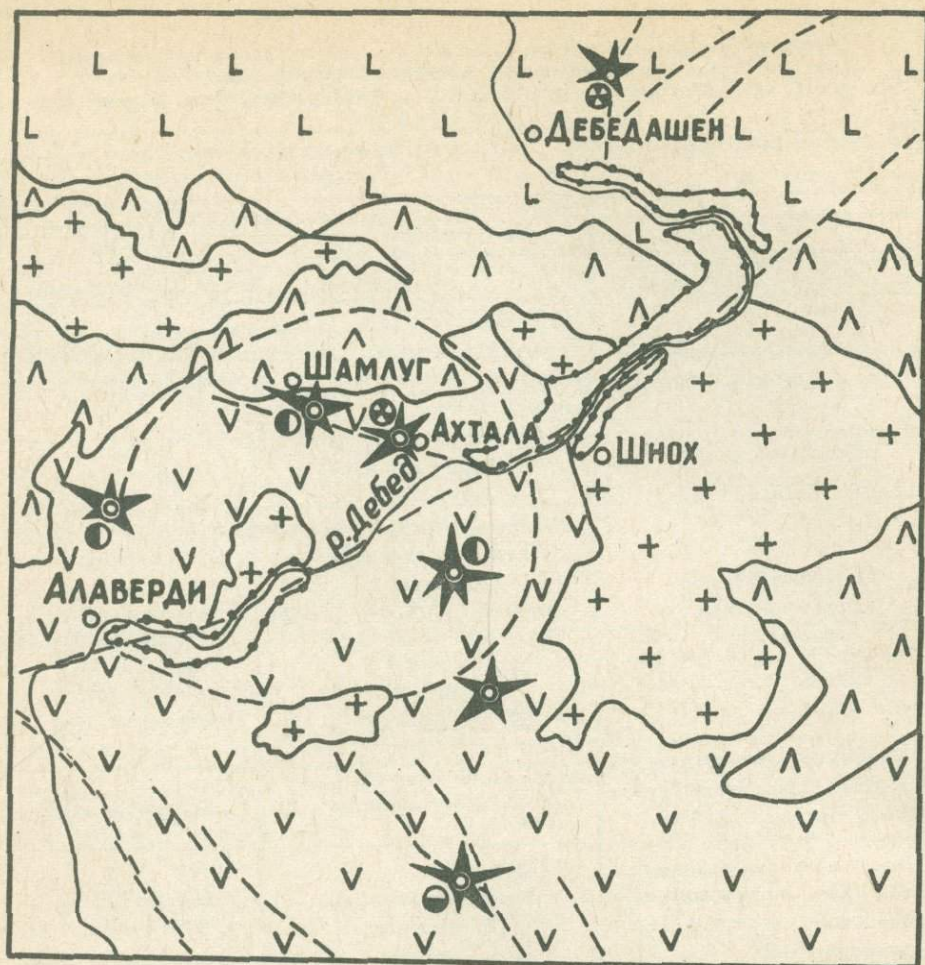
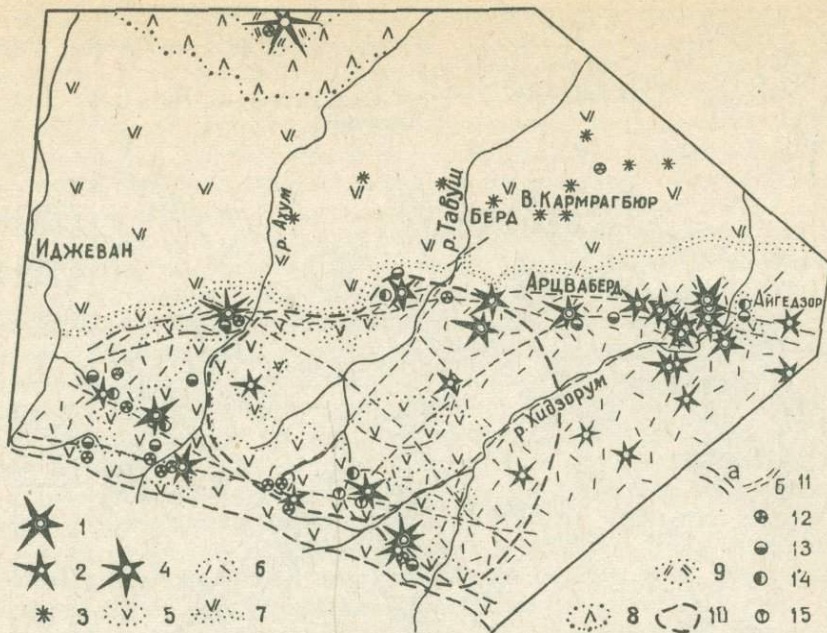


Рис. 1. Схематическая палеовулканологическая карта Алавердского рудного района (составил Г. Г. Мирзоян).

Вулканические сооружения: 1—среднеюрские, 2—позднемереловые. Месторождения и рудопроявления: 3, 5—медноколчеданные, 4—полиметаллические, 6—базальты, андезитобазальты (четвертичные). 7—плагииграниты и кварцевые диориты, гранодиориты, граниты. 8—базальты, андезитобазальты, андезиты, дациты, риолиты (позднемереловые), 9—базальты, андезитобазальты, андезиты (позднеюрско-раннемереловые), 10—базальты, андезитобазальты, андезиты, дациты, риолиты (среднеюрские). 11—разрывные нарушения.

нии закономерностей размещения колчеданных месторождений и рудопроявлений в пределах локальных первичных вулканоструктур на примере Алавердского, Шамшадинского и Кафанского рудных районов Армянской ССР. Эти важнейшие особенности приводятся в таблицах 1, 2 и 3.

Комплексные исследования коллектива авторов, проведенные за последние годы, по изучению палеовулканологических особенностей мезозойских колчеданоносных вулканогенных формаций и комплексов в отдельных рудных районах северной (Алавердский, Шамшадин-



Р и с. 2. Схематическая палеовулканологическая карта Шамшадинского рудного района (составил К. М. Мурадян).

Вулканические сооружения: 1, 2— среднеюрские, 3— позднеюрско-раннемеловые, 4— позднемеловые. 5— базальты, андезито-базальты, андезиты (среднеюрские). 6— дациты, риодациты, риолиты (среднеюрские), 7— базальты андезито-базальты, андезиты (позднеюрско-раннемеловые). 8— базальты, андезито-базальты, андезиты (позднемеловые). 9— дациты, риодациты, риолиты (позднемеловые). 10— Шамшадинская кольцевая мегаструктура (по данным дешифрирования аэровысотных снимков). 11— главные (а) и второстепенные (б) зоны разломов. Вулканогенные колчеданные месторождения и рудопроявления: 12— полиметаллические, 13— серноколчеданные, 14— медноколчеданные, 15— барито-сульфидные.

ский районы) и южной (Кафанский район) частях Армянской ССР приводят к нижеследующим основным выводам.

1. В пределах Алавердского, Шамшадинского и Кафанского рудных районов Армянской ССР выделены колчеданоносные последовательно дифференцированные (Б — АБ — А — Д — РД — Р)<sup>1</sup> ряды пород среднеюрского, позднеюрско-раннемелового и позднемелового возрастов, латеральная зональность и петрохимические особенности которых позволяют утверждать, что все они входят в ассоциацию пород, характерную для островных дуг [3, 4, 6].

2. В колчеданоносных районах и полях установлен полифациальный характер вулканогенных комплексов среднеюрской, верхнеюрско-нижнемеловой и верхнемеловой формации и выявлены особенности первичных вулканогенных структур. С их жерловой и околожерловой зонами тесно ассоциируют средне-низкотемпературные гидротермальные метасоматиты и почти все месторождения и рудопроявления Алавердского, Шамшадинского и Кафанского рудных районов (рисунки 1, 2, 3).

3. Устанавливается четкий контроль колчеданного оруденения и концентрически-зональных гидротермальных метасоматитов в отдельных рудных районах и рудных полях одними и теми же многократно обновлявшимися очаговыми (кольцевыми вулканотектоническими) мегаструктурами. В их пределах выявляются разнообразные

<sup>1</sup> Б — базальт, АБ — андезито-базальт, А — андезит, Д — дацит, РД — риодацит, Р — риолит.

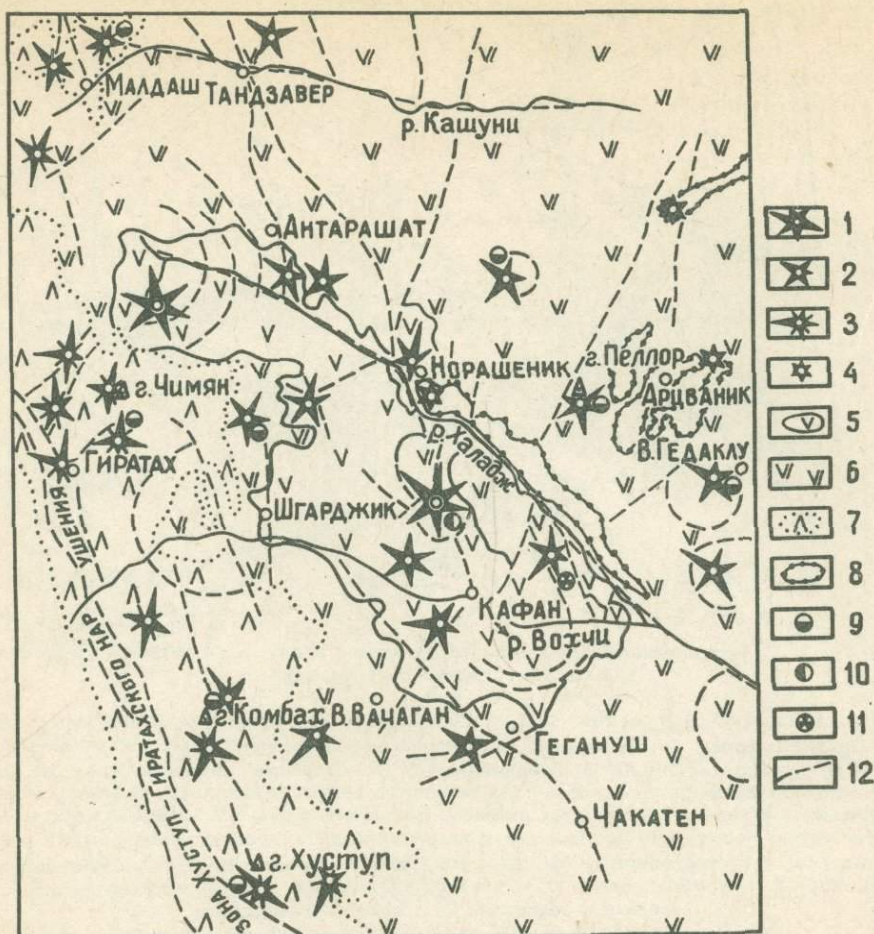


Рис 3. Схематическая палеовулканологическая карта Кафанского рудного района (составили: С. О. Ачикгёзьян, С. А. Зограбян, Г. Г. Мирзоян, Р. А. Саркисян).

Вулканические сооружения: 1—среднеюрские, 2—позднеюрско-раннемеловые, 3—палеогеновые, 4—четвертичные. 5—андезито-базальты, андезиты, дациты, риодиты (среднеюрские). 6—базальты, андезито-базальты, андезиты, дациты, риодациты (позднеюрско-раннемеловые), 7—базальты, андезито-базальты, андезиты, дациты, риодациты (палеогеновые), 8—базаниты (четвертичные), 9—колчеданные рудопроявления, 10—Кафанское медноколчеданное месторождение, 11—Шаумянское полиметаллическое месторождение, 12—разрывные нарушения.

фации вулканитов, позволяющие реконструировать разномасштабные сооружения (стратовулканы и адвентивные центры), локальные первичные вулканоструктуры и соответствующие им одноименные месторождения и рудопроявления (на рис. 1—Алаверди, Шамлуг, Ахтала, Базикинд, Шиштапа и др. — средняя юра, Дебедашен — верхний мел; на рис. 2—Зуйг-джрагац, Зоравари-дзор, Анкидзор, Казан-учан, Пашик и др. — средняя юра, Норашен — Мовсес — верхняя юра — нижний мел, Вазашен — верхний мел; на рис. 3—Каварт, Шаумян, Норашеник, Арачадзор, Антарашат и др. — средняя юра, Барцраван, Шгарджик, Верхний Вачаган, Гехануш, Неркин Гедаклу, Пеллор и др. — верхняя юра — нижний мел).

4. В пределах отдельных рудных районов и рудных полей колчеданное оруденение преимущественно локализуется на участках интенсивного проявления среднекислого и, особенно, кислого вулканизма верхнебайосского, позднеюрско-нижнемелового и верхнемелового времени. Эти участки размещены по периферии кольцевых

мегаструктур и примыкают к центрам палеосооружений, которые служили наиболее благоприятными путями циркуляции и разгрузки рудоносных газогидротерм. Именно здесь циркулируют зональные инфильтрационные метасоматиты, принадлежащие фациям вторичных кварцитов (монокварцевая, диаспоровая, алунитовая, баритовая, пиррофиллитовая, диккитовая, серицитовая и др.) и пропицитов стадии кислотного выщелачивания (хлорито-серицитовая, серицито-карбонатная, хлорито-карбонатная, эпидот-хлоритовая).

5. В пределах локальных синвулканических структур, независимо от их возраста, фиксируется четкая взаимосвязь концентрической и (или) линейной зональности фаций метасоматитов с минерализацией: серноколчеданной, медноколчеданной, энаргитовой, баритополиметаллической с золотом и серебром и др., сопровождающихся пиррофиллитовой, серицитовой, серицито-хлоритовой, серицито-карбонатной фациями гидротермальных метасоматитов. Отдельные типы колчеданного оруденения обычно телескопируют друг друга, реже пространственно разобщены; для руд характерны колломорфные, брекчиевые, катакластические, крустификационные, массивные, прожилково-вкрапленные и другие текстуры и структуры.

6. На некоторых рудных полях и месторождениях устанавливается одновозрастность околорудных метасоматитов и жерловых, субвулканических фаций вулканогенных комплексов.

Таким образом, в Армянской ССР фиксируется повторяемость в формировании вмещающих колчеданное оруденение определенного комплекса вулканогенных пород (продуктов гомодромно дифференцированных серий) в различные геологические эпохи в пределах однотипных разновозрастных вулканоструктур.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Колчеданные месторождения СССР. М.: Наука, 1983. 220 с.
2. Магакьян И. Г., Котляр В. Н., Хачатурян Э. А. Месторождения субвулканического происхождения в Армянской ССР и их поисковые признаки. — В кн.: Рудоносность вулканогенных формаций. М.: Недра, 1965, с. 148 — 153.
3. Мурадян К. М. Геодинамическая модель Малого Кавказа и ее прикладное значение в металлогении Армянской ССР. — В кн.: Проблемы палеовулканологических реконструкций и картирования в связи с вулканогенным рудообразованием. Киев: Наукова думка, 1981, ч. 1, с. 122—123.
4. Мурадян К. М. Петрологические критерии рудоносности мезозойских вулканогенных комплексов Шамшадинского рудного района. — Тезисы докладов IV регионального петрографического совещания по Кавказу, Крыму и Карпатам. Нахичевань: Мецниереба, 1983, с. 94 — 95.
5. Особенности структур колчеданных месторождений Армянской ССР /Хачатурян Э. А., Азизбемян М. С., Алтунян А. З. и др. — В кн.: Современные методы изучения структур эндогенных рудных месторождений. Ереван: АН АрмССР, 1981, с. 42 — 43.
6. Петрохимические особенности мезо-кайнозойских магматических комплексов Кафанского рудного района и некоторые вопросы их рудоносности /Ачигкёзьян С. О., Зограбян С. А., Мирзоян Г. Г. и др. — Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1983, т. 34, № 2, с. 3 — 18.
7. Рудоносность раннегеосинклинальных вулканогенных формаций /Яковлев Г. Ф., Авдонин В. В., Гончарова Т. Я. и др. — Вестник МГУ. Сер. геол., 1977, № 4, с. 8—26.
8. Сопко П. Ф. Геология колчеданных месторождений Алавердского рудного района. Ереван: АН АрмССР, 1961. 170 с.
9. Сопко П. Ф. Колчеданные месторождения Малого Кавказа. М.: Недра, 1971. 255 с.
10. Твалчрелидзе Г. А. О двух типах колчеданных месторождений. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1977, т. 12, с. 124 — 130.
11. Хачатурян Э. А., Мурадян К. М. Вулканогенные формации и колчеданное оруденение Армянской ССР. — Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. 1982, т. 37, № 2, с. 21—26.
12. Яковлев Г. Ф. Геологические структуры рудных полей и месторождений. М.: МГУ, 1982. 270 с.

## ПАЛЕОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ УРАЛА И ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Рассматриваемая территория охватывает северную часть Урала и Западную Сибирь. Здесь известны вулканогенные образования, формировавшиеся начиная с позднего докембрия и кончая ранним мезозоем.

В связи с недостаточной изученностью палеозойского основания, особенно северных районов Западно-Сибирской равнины, возникают некоторые затруднения в формационном анализе продуктов магматизма.

По имеющимся геологическим и геофизическим материалам в фундаменте Западно-Сибирской платформы выделяется ряд крупных структур: Уральская (ее восточная часть), Центрально-Казахстанско-Западно-Сибирская, Чингиз-Тарбагатайская, Зайсанская, Алтае-Саянская, Приенисейская (западная часть), Баренцевская [1, 8].

Вулканогенные формации палеозойского возраста отмечены практически во всех структурах, и в районах, где они не перекрыты мощным чехлом мезозойских и кайнозойских отложений, изучены удовлетворительно. Хуже обстоит дело с закрытой частью фундамента Западно-Сибирской равнины, где формационный анализ как осадочных, так и магматических образований не проводился. Немногочисленные данные по локальным площадям с выделением конкретных ассоциаций отмечаются в публикациях В. Г. Криночкина.

Нами рассмотрен вулканизм северной части Урала и Центрально-Казахстанско-Западно-Сибирской структуры.

В эвгеосинклинальных зонах Урала палеозойские натриевые базальтоидные формации составляют нижнюю часть разреза Уральской подвижной системы. Они, очевидно, образовались на меланократовом основании [7], судя по составу допалеозойских пород, встречающихся в эвгеосинклинальных зонах. В Харбейском, Хараматолоуском, Сыумкеуском, Хулгинском, Березовском, Шаимском и Красноленинском блоках развиты интенсивно метаморфизованные и дислоцированные вулканы кремнисто-базальт-диабазовой и контрастной риолит-базальтовой формаций позднепротерозойского возраста, наблюдаются гипербазиты и габбро в виде протрузий.

Анализ фактического материала по натриевой базальтоидной ассоциации, включающей в себя кремнисто-базальтовую и риолит-базальтовую формации, показывает, что с запада на восток наблюдается омоложение возраста начального магматизма. На Полярном Урале (в Лемвинской и Талота-Собской зонах), по новым фаунистическим находкам, базальтоидные ассоциации образовались в раннепалеозойское время, в Щучинском и Войкарском мегасинклинориях — в ордовикско-силурийский период. Восточнее в Восточно-Уральском и Тюменско-Ку-

станайском прогибе натриевая базальтовая ассоциация датируется силуром или ранним девонем.

Характерными фациями базальтов являются лавовые потоки, пачки гиадокластов, дайки, силлы и штоки. Среди риолитов наблюдаются как эффузивные, так и субвулканические образования. Вулканииты иногда перемежаются с осадками, количество которых достигает 5—15% объема отдельных толщ и более. Для осадочных пород типичны кремнисто-глинистые сланцы, часто сильно метаморфизованные, мало известняков, песчаников и конгломератов.

Породы базальтовой и риолит-базальтовой формаций в рассматриваемых структурно-формационных зонах в целом близки между собой. Они являются натриевыми, максимальное содержание в них калия не превышает 0,5%; отношение натрия к калию колеблется от 3—6 до 50—60, что характерно для базальтов океанического типа. Базальты описываемых формаций отличаются относительно высокими магнезиальностью (6,5—9,5%), известковистостью ( $\text{CaO}=7-12\%$ ).

Ассоциация андезитовых формаций [5] на Приполярном и Полярном Урале представлена андезито-базальтовой, андезито-дацитовой и базальт-андезит-риолитовой формациями. Количественные соотношения пород различной основности варьируют как в отдельных районах, так и в крупных структурах. Андезито-дацитовая и базальт-андезит-риолитовая формации наиболее широко развиты в Войкарской, Хараматолоуской, Щучьинской структурах и в северной части Тагильской структуры. В нижних частях разрезов они сложены эффузивами порфиривого облика, в целом же порфириновые разности встречаются редко. Соотношение эффузивных и пирокластических разностей примерно одинаковое. В верхней толще господствуют пирокластические породы. Субвулканические образования представлены силлами, штоками, лакколитами и дайками. Их развитие обусловлено, главным образом, синвулканическими структурами. Они образуют скопления в пределах вулканических построек или по их периферии. Эффузивные фации перемежаются с экзгационно-осадочными кремнистыми, терригенными и карбонатными породами.

Андезито-базальтовая формация проявилась почти синхронно с вышеназванными комплексами. Она тяготеет к наиболее мобильным участкам эвгеосинклинальных зон и прослеживается в виде поясов до нескольких сот километров. При этом петрографический состав и строение ее устойчивы по всему разрезу. Наблюдаемое колебание крупности обломочного материала и перепады мощностей вулканогенных пачек указывают на связь андезито-базальтовых комплексов с разобщенными центрами вулканизма центрального типа. Приуроченность формации к таким структурам, тяготеющим к единым протяженным зонам, и однородность петрохимического состава — характерная ее черта.

Для рассматриваемой формации характерно преобладание пирокластических фаций и ритмичное чередование пачек вулканиитов с градационной слоистостью. Эффузивы встречаются совместно с прибрежно-морскими осадками. Частое переслаивание мелководных и наземных фаций, большое количество перемытого вулканического материала указывают на дифференцированность подводного рельефа и наличие островной суши в период их формирования. Это обстоятельство и петрохимический состав пород позволяют отождествлять андезитовую ассоциацию с андезитовым вулканизмом островных дуг [5].

Образование описываемых формаций завершилось в крайних западных структурах Урала (Лемвинская структурно-формационная зона) в ордовике, в западных (Тагильская зона) — в начале раннего

силура [4], в восточных и центральных регионах (Войкарская и Щучинская структуры, Восточно-Уральский, Тюменско-Кустанайский и Ханты-Мансийско-Березовский прогибы) — к концу девона. Следует отметить, что наличие андезито-базальтовых формаций в Щучинской структуре некоторыми исследователями оспаривается.

Неодновременность формирования продуктов натриевого вулканизма на Урале отразилась и на проявлении магматизма калиево-натриевых серий. В пределах Лемвинской структуры уже в конце ордовика — начале силура (?) сформировалась трахириолит-дацитовая формация. В Тагильской зоне трахибазальт-трахиандезит-трахитовый комплекс проявился в позднем силуре — раннем девоне. В Щучинской, Салехардской, Восточно-Уральской и Ханты-Мансийско-Березовской зонах калиево-натриевые серии имеют средне- и позднедевонский возраст. В центральных районах Ханты-Мансийско-Березовского прогиба они, по имеющимся материалам, не наблюдаются.

В целом калиево-натриевая андезитовая ассоциация проявилась в орогенную стадию в эвгеосинклинальных структурах, в областях активизации ранее стабилизированных блоков земной коры и в крайних вулканических поясах. Разнообразие тектонических обстановок определило широкие вариации ее петрохимического и петрографического состава. Отмечаются низко-, средне- и высокощелочные типы вулканизма. Поэтому здесь выделяются следующие калиево-натриевые формации: базальт-андезит-риолитовая, базальт-риолитовая и трахибазальт-трахитовая. Наблюдаются как контрастные, так и непрерывные серии [6].

В позднедевонско-раннекаменноугольное время центр вулканизма сместился на восток в Восточно-Уральский и Тюменско-Кустанайский прогибы. В Тагильской и Щучинской зонах, на Шаимско-Красноленинском поднятии в этот период закладываются грабенообразные депрессии наложенного типа, в которых накапливается оливин-базальтовая формация. Здесь палеогеографическая обстановка характеризуется сложным сочетанием морских, лагунно-континентальных и континентальных условий. Магматизм петрохимически и геохимически близок к образованиям континентальной оливин-базальтовой формации.

Зона сочленения Урала и Центрально-Казахстанско-Западно-Сибирской структуры в раннекаменноугольное время (возможно и в девоне) представляла собой, по мнению автора, В. Т. Криночкина, Л. И. Шерстобитовой, зону сочленения двух глобальных систем: островной дуги и окраинно-вулканического пояса. Нами проведены петрологические и геохимические исследования, которые показали, что вулканизм Тюменско-Кустанайской, Ханты-Мансийско-Березовской и Щучинской структур обнаруживает четкую индивидуальность по отношению к вулканитам Боровской, Заводоуковской, Александровской и Ханты-Мансийско-Салымской зон. По соотношению и содержанию петрогенных окислов девонские и каменноугольные вулканиты структур первой группы отвечают островным дугам, а второй — окраинно-вулканическим поясам. Это не противоречит и представлениям А. М. Дымкина, который считает, что в восточной части Урала (Валерьяновская и Ханты-Мансийско-Березовская структуры) в каменноугольный период продолжалось формирование базальт-андезитовой формации, характерной для заключительных этапов островодужной стадии. В каменноугольное время палеозойский вулканизм на Урале заканчивается.

Центрально-Казахстанско-Западно-Сибирская складчатая система прослеживается с некоторой долей условности до побережья Северного ледовитого океана. На западе ее граница проходит от Кустаная

к устью р. Иртыш. Далее она меняет свое направление на северо-запад и протягивается до Щучьинской структуры.

Важнейшая особенность рассматриваемой территории — наличие на ее большей части кристаллического основания с докембрийской континентальной корой. Раздробление фундамента, судя по геологическим и геофизическим [3] данным, произошло в позднем рифее — раннем ордовике и привело к проявлению продуктов магматизма щелочно-оливин-базальтовой формации. Эта формация практически лишена мафического-салического членов и представлена трахибазальтами, тефритами, реже базальтами. Для нее характерны лавовые, а также дайковые и силловые фации. Чаще всего эффузивы перемежаются с вулканомиктовыми, терригенными и карбонатными породами и в пачках или толщах составляют не более 30 — 40% их объема. В отличие от средне- и позднепалеозойских оливин-базальтовых формаций, рассматриваемые вулканиды метаморфизованы до эпидот-хлоритовой стадии и тяготеют к блокам, в которых отмечаются протерозойские сланцы и гнейсы (абсолютный возраст К-Аг методом определен в 680 — 980 млн. лет). В петрохимическом отношении рассматриваемые эффузивы характеризуются небольшим диапазоном содержаний кремнезема (45 — 52%), нормативным содержанием оливина и даже нефелина, высокой меланократовостью, повышенным содержанием титана (2% и более) и калия (0,5 — 2%) при низком соотношении магния и железа (0,5 — 0,7). На треугольных диаграммах АФМ отчетливо фиксируется кучное расположение точек составов и весьма незначительная дифференциация, чем они и отличаются от обычных толеитовых серий. По уравнениям дискриминантных функций они ближе всего к группе континентальных оливиновых базальтов. В некоторых случаях недифференцированные комплексы сменяются или сосуществуют с дифференцированными сериями, в которых наблюдаются породы от ультрамафических до салических с высокой щелочностью. Базальты по кремнезему и титанистости (1,7 — 2,9%) не отличаются от основных вулканидов оливин-базальтовой формации. Более кислые разности представлены трахиандезитами, трахитами и трахидацитами с содержанием кремнезема от 56 до 67% и суммой щелочей от 6,8 до 9,2%. По обобщенным материалам В. Л. Масайтиса, В. Н. Москалевой, Н. А. Румянцевой [5], такие формации могут образоваться в пределах древних платформ, в структурах, которые трактуются одними исследователями как рифты, другими — как авлакогены или зоны растяжения на обширных сводах. Е. Е. Милановский указывает на связь их со сводово-вулканическими рифтовыми зонами.

В восточной части Центрально-Казахстанско-Западно-Сибирской структуры образования докембрия развиты меньше и представлены чаще всего слабогранитизированными толщами. Здесь палеозойский формационный ряд также начинается с оливин-базальтовой формации предположительно кембрийского возраста. Эта формация петрохимически и геохимически идентична оливин-базальтовой ассоциации нижнего кембрия Тектурмасского и Чингизского антиклинориев.

Базальт-трахидацитовая непрерывная формация развита севернее г. Омска и в бассейне р. Б. Юган. Она представляет собой непрерывную серию вулканогенных пород, закономерно изменяющихся от основных к кислым.

По отрывочным материалам предполагается, что формационный ряд в позднем кембрии — ордовике представлен андезитовой калиево-натриевой ассоциацией. В крайних восточных областях неуверенно выделяется андезитовая формация силура. В целом распространение андезитоидной ассоциации недостаточно изучено.

Более молодые вулканогенные породы среднего и верхнего пале-

озоя образуют орогенный и квазиplateформенный комплексы. Они широко развиты в Убаганской, Александровской, Заводоуковской, Ханты-Мансийско-Салымской и Нижневартовской зонах и представлены калиево-натриевыми разновидностями пород, состав которых варьирует от основных до кислых.

Они выделяются нами как риолит-андезитовая ассоциация западного вулканического пояса. На основе геолого-геофизических данных этот пояс девонского и карбонового возраста протягивается шириной в несколько десятков километров от г. Омска до Нижневартовска и далее разворачивается на восток, захватывая северные территории Новосибирской и Томской областей, и, по всей вероятности, соединяется со среднепалеозойским окраинно-континентальным поясом, развитым по южному и юго-западному обрамлению Сибирской платформы [2]. Он в общих чертах аналогичен Казахстанскому вулкано-плутоническому поясу и является его северным продолжением. Его внутреннее строение определяется глыбовой тектоникой, осложненной появлением частных вулкано-плутонических структур: впадин, депрессий, грабенных горстов и т. д. Следует отметить, что формирование пояса происходило на гетерогенном основании. На западе и севере вулканический пояс проникает в структуры с корой рифейско-ордовикского возраста, частично подвергшейся деструкции и затем залеченной новообразованным гранито-метаморфическим слоем. На юге и востоке он примыкает к варисским структурам, продолжавшим свое геосинклинальное развитие в позднем палеозое.

Для вулканического пояса характерно четкое изменение вкрест его простирания отношения калия к натрию. Эта величина в областях, прилегающих к варисцидам, составляет 0,7 — 0,5 и увеличивается к зонам, примыкающим к каледонидам, до 0,8 — 1,3.

Проявление основного вулканизма привело к образованию, с одной стороны, непрерывных базальт-андезит-риолитовых, а с другой — слабо дифференцированных базальт-андезито-базальтовых серий.

В заключение следует сказать, что палеозойский вулканизм Урала имеет необратимое развитие, т. е. наблюдается следующий формационный ряд: натриевые базальтовые, натриевые андезитовидные и калиево-натриевые андезитовидные ассоциации. Он завершается оливин-базальтовой формацией. Отмечается одновременность развития однотипного магматизма в различных структурах Урала.

В Центрально-Казахстанско-Западно-Сибирской структуре палеозойский вулканизм (особенно в ее центральных зонах) начинался с щелочных оливин-базальтовых и трахибазальт-трахидацитовых формаций, характерных для зон растяжения в пределах древних платформ или стабилизированных областей. Здесь также проявлен андезитовидный вулканизм. На заключительных этапах (средне- и позднепалеозойское время) в краевых частях рассматриваемой структуры формировались западный и восточный окраинно-вулканические пояса — гомологи аналогичных поясов окраины Тихого океана.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Богуш О. И., Бочкарев В. С., Юферов О. В. Палеозой юга Западно-Сибирской равнины. Новосибирск: Наука, 1975. 45 с.
2. Гордиенко И. В., Андреев Г. В., Кузнецов А. Н. Магматические формации палеозоя Саяно-Байкальской горной области М., Наука, 1978. 220 с.
3. Зайцев Ю. А., Хераскова Т. Н. Венд Центрального Казахстана и проблема байкальской складчатости. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана. М.: Наука, 1977, с. 67 — 90.
4. Каретин Ю. С. К истории тектоно-магматического развития Тагильского прогиба. — Докл. АН СССР, т. 234, № 3, 1977, с. 646 — 649.

5. Масайтис В. Л., Москалева В. Н., Румянцева Н. А. Магматические формации СССР. Л.: Недра, 1979, т. 1. 318 с.

6. Нефедов В. А. Геология и вулканогенные формации Северо-Сосьвинского района: Автореф. дис. ...канд. геол.-минерал. наук. Свердловск, 1979. 31 с.

7. Тектоника Урала/Пейве А. В., Иванов С. Н., Нечеухин В. М. и др. М.: Наука, 1977. 120 с.

8. Сурков В. С., Жеро О. Г. Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. М.: Недра, 1981. 143 с.

## НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ КОРРЕЛЯЦИИ СОСТАВА ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ КИСЛЫХ ВУЛКАНИТОВ И КОЛЧЕДАННОГО ОРУДЕНЕНИЯ<sup>1</sup>

Спектр горных пород, с которыми ассоциируют залежи сульфидов железа, меди, цинка и свинца, представляющие месторождения колчеданной формации, достаточно широк: от подушечных лав, изливавшихся на океаническом дне в зонах спрединга, до известняков, доломитов и других осадочных образований, имеющих с вулканическими процессами весьма отдаленную связь [6]. Вместе с тем около 70% запасов металлов в колчеданных рудах и более 60% месторождений этого типа приурочены к дифференцированным вулканогенным формациям, в составе которых значительная роль принадлежит салическим вулканитам [1]. В разрезе этих базальтоидных или андезитовидных формаций колчеданные руды, как правило, пространственно и во времени тесно связаны с вулканическими или конседиментационными структурами, в строении которых существенное участие принимают вулканогенные породы кислого состава. Это, по-видимому, отражает какие-то общие закономерности, так как и массовые проявления современных гидротерм Камчатки, Курильских и Японских островов, Новой Зеландии также сопряжены с кислыми вулканитами [6, 11]. В пользу этого предположения говорит также и тот факт, что несмотря на явно более низкие по сравнению с базальтами и андезитами концентрации халькофилов в кислых породах, их петрохимические особенности отчетливо коррелируют с минералогическими особенностями колчеданного оруденения [9]. Понять причины этого явления, видимо можно, лишь поняв петрологические особенности формирования салических вулканитов.

Существующие на этот счет гипотезы рассматривают происхождение кислых расплавов в связи с кристаллизационной дифференциацией базальтовых магм, ликвацией, дегазифицирующим воздействием трансмагматических флюидов, фракционным плавлением мантийного субстрата и анатексисом сиалической коры под влиянием базальтовых расплавов. Реализация некоторых из перечисленных моделей теоретически может привести к различиям в таких информативных петрохимических показателях, как корреляционные связи между породообразующими окислами. В действительности же изучение особенностей химизма докембрийских и палеозойских салических вулканитов Южного Урала, формирование которых происходило в различной геотектонической обстановке, обнаружило определенную регулярность в связях кремнезема с остальными породообразующими окислами. Величина и знак этих связей коррелирует-

<sup>1</sup> От редакции: статья публикуется в порядке дискуссии.

ся с сродством окислов к протону, т. е. с их кислотнo-основными свойствами. Это указывает на то, что дифференциация вещества во всех случаях протекала по одному и тому же закону.

Состав расплавов определялся в значительной мере тектонической обстановкой. Так, сопоставление химизма колчеданосных салических вулканитов Южного Урала, Малого Кавказа и Рудного Алтая с дацитами и риолитами современных мобильных зон Земного шара [10] показало, что по характеру связи глинозем — кремнезем первые явно тяготеют к вулканитам океанических островов, активно расширяющихся континентальных окраин и островных дуг типа Тонга — Кермадек. При этом салические вулканиты Рудного Алтая, по сравнению с южноуральскими, стоят ближе к породам относительно зрелых островных дуг с молодой субконтинентальной корой типа Японии, Курильских островов, Зондской дуги и орогенных континентальных окраин. Еще более четкое разделение наблюдается по связи  $\text{FeO} - \text{MgO}$ . Салические вулканиты Карамалыташской и Узункырской структур, а также Учалинского и Сибайского месторождений на Южном Урале попадают в зону тренда вулканитов Исландии, Карибской дуги и островов Тонга и Кермадек. Связанные с непрерывной формацией рудовмещающие кислые породы южноуральских месторождений, а также Золотушинского и Заводинского месторождений Рудного Алтая близки тренду Японии и Курильских островов, а основной части рудноалтайских месторождений и месторождений Малого Кавказа — тренду вулканитов орогенных континентальных окраин с мощной континентальной корой.

Более сложным представляется сопоставление с вулканитами современных мобильных зон по характеру связи отношений  $\text{Na}_2\text{O} / \text{K}_2\text{O} - \text{FeO} / \text{MgO}$ , по которой, как было показано ранее [9], рудоносные салические вулканиты Южного Урала, Малого Кавказа и Рудного Алтая составляют непрерывный корреляционный ряд. Отклонение от такого же непрерывного ряда вулканитов современных мобильных зон, по всей вероятности, связано с особенностями поведения в первых окисей натрия и калия. Вместе с тем и здесь отмечается закономерное изменение химизма, связанное с увеличением роли континентальной коры.

Связанным, по всей вероятности, с тектоническими условиями фактором являлась интенсивность селективного плавления субстрата, отразившаяся в заметном увеличении объемов извергнутого кислого материала в ряду: бимодальные формации Южного Урала — непрерывные формации Южного Урала — формации Рудного Алтая. Значение этого фактора было показано И. Д. Рябчиковым [8].

Одним из следствий открытого Д. С. Коржинским эффекта кислотнo-основного взаимодействия в расплавах является закономерное изменение эвтектических и котектических расплавов и их температур в зависимости от химических потенциалов щелочей и летучих компонентов в сквозьмагматических или остаточных флюидах [7]. Изучение состава высокотемпературных газово-жидких вторичных включений, капсулированных в фенокристаллах кварца эвгеосинклинальных кислых вулканитов Южного Урала и представляющих собой реликты постмагматических (остаточных ?) флюидов [3,4], показало, что концентрации в них ионов калия положительно коррелируют с являющейся геотермометром изоморфной примесью алюминия в кристаллической решетке кварца. Эти особенности условий генерации расплавов обусловили и распределение в них ряда химических элементов: содержания кальция, железа, магния, титана и меди в составе первичных расплавных включений в фенокристаллах кварца зависят от содержания изоморфного алюминия.

Интересно, что в координатах : количество изоморфного алюми-

ния — количество первичных расплавных включений, также отражающих термодинамические условия формирования кислых вулканитов, содержащие эти фенокристаллы породы образуют единый корреляционный ряд. При этом в его начале помещаются вулканиты, с которыми ассоциируют серноколчеданные руды Куль-Юрт-Тауского месторождения, затем — вулканиты, сопряженные с рудами Курпалинского, Учалинского и Озерного месторождений, и в конце ряда располагаются рудовмещающие вулканиты Узельгинского колчеданно-полиметаллического месторождения и мегафиры Октябрьского месторождения, внедрение которых предшествовало образованию колчеданно-полиметаллической минеральной ассоциации. Таким образом, проявилась прямая зависимость доли меди в сумме металлов в колчеданных рудах от термодинамических условий генерации кислых расплавов.

Немаловажный вопрос представляет собой время появления не свойственных относительно свежим кислым магматическим породам связей окисей натрия, калия, двухвалентного железа и магния с другими окислами, что является характерным для колчеданосных пород [3, 4].

Между общей щелочностью и объемом газовой-жидких включений с температурой декрепитации 580°C имеется прямая связь. Видимо, так называемый привнос щелочей осуществлялся на позднем магматической стадии. Изменение железо-магниевого отношения зависит от интенсивности околорудного гидротермального пропаривания. Следовательно, нарушение интересующих нас связей происходило как на гидротермальной, так и на постмагматической стадии, определяемой остаточными (?) флюидами. Действительно, на Озерном месторождении ряд салических вулканитов, в которых наблюдается последовательное изменение корреляционных связей между главными окислами, включает в себя явно послерудные образования [3]. Более того, в последних, несмотря на их относительную свежесть, корреляционные связи наиболее нарушены.

На основании вышеизложенного можно предложить следующую модель. Эволюция геосинклинальной зоны сопровождается изменением режима генерации салических магм. На начальных стадиях выплавлялись низкокальциевые расплавы, обогащенные водой (магматогенные брекчии более характерны для этого периода [2]). Дальнейшая интенсификация селективного плавления субстрата, связанная либо с более глубоким погружением океанической коры в зоне субдукции, либо, что вероятнее, — с изменением термодинамических условий при шарьировании океанических масс на окраину Восточно-Европейского палеоконтинента [5], приводила к изменению флюидного режима, одним из следствий которого было появление «сухих» мегафиров, и к увеличению в расплавах калия и некоторых других элементов. Благодаря тому, что железо всегда в большей степени стремится обогащать расплав относительно равновесных с ним кристаллических фаз, чем магний [8], уменьшается железо-магниевое отношение. На определенных этапах в силу неясных пока причин происходило расслаивание расплава на силикатную и силикатно-сульфидную фазы. Следствием этого, возможно, и являлись нарушения корреляционных связей между элементами. Рудоносные гидротермальные растворы отщеплялись от рудно-силикатного ликвата.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Баранов В. Д., Овчинников Л. Н. Стереометаллогения и принципы геолого-геохимического прогнозирования колчеданных месторождений. — В кн.: Региональная геохимия и рудообразование. М.: Наука, 1980, с. 17 — 32.

2. **Бобохов А. С.** Магматогенные брекчии кислого состава колчеданных месторождений Южного Урала. М.: Наука, 1976. 128 с.

3. **Бобохов А. С., Аюпова Р. Б.** К вопросу о взаимодействии кислых расплавов и рудоносных флюидов в вулканических очагах. — В кн.: Тектонические и палеовулканические условия размещения колчеданных месторождений. Уфа: БФАН СССР, 1982, с. 155 — 157.

4. **Бобохов А. С.** К проблеме связи колчеданного рудообразования с кислым геосинклинальным вулканизмом. — В кн.: Металлогения Урало-Монгольского складчатого пояса. Алма-Ата: Наука, 1983, т. 2, с. 15 — 17.

5. **Камалетдинов М. А., Казанцева Т. Т., Казанцев Ю. В.** Происхождение медноколчеданных руд Урала. Уфа, 1981. 26 с. (Препринт).

6. **Колчеданные месторождения мира.** М.: Недра, 1979. 284с.

7. **Кузнецов А. Д., Эпельбаум М. Б.** О количественной оценке эффекта кислотно-основного взаимодействия в расплавах. — В кн.: Проблемы физико-химической петрологии. М.: Наука, 1979, с. 242 — 255.

8. **Рябчиков И. Д.** Поведение калия и сопутствующих элементов в процессах глубинного анатексиса. — В кн.: Проблемы физико-химической петрологии. М.: Наука, 1979, с. 262 — 270.

9. **Сопко П. Ф., Серавкин И. Б., Бобохов А. С., Косарев А. М.** Критерии поисков колчеданных руд в Магнитогорском мегасинклинории. — Советская геология, 1983, № 9, с. 50 — 58.

10. **Эварт А.** Минералогия и химизм третичных и современных дацитовых, латитовых, риолитовых и родственных салических вулканитов. — В кн.: Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983, с. 19 — 99.

11. **Эрлих Э. Н., Мелекесцев И. В.** Четвертичный кислый вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. — В кн.: Кислый вулканизм. Новосибирск: Наука, 1973, с. 4 — 39.

## СОСТАВ И ПОЛОЖЕНИЕ СУБЩЕЛОЧНЫХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ ЮЖНОГО УРАЛА

Субщелочные трахибазальт-трахитовые вулканогенные формации в пределах Тагило-Магнитогорской эвгеосинклинали обычно завершают формационные ряды отдельных этапов вулканизма и приурочены к участкам существенной стабилизации, сопровождающейся затуханием вулканизма и относительно широким развитием флишoidных комплексов. На Среднем Урале это «ортофиновый» комплекс турьинской свиты верхнелудловско-нижнедевонского этапа [5], на Южном Урале — нижнедевонско-эйфельский «мостостроевский» комплекс [3] ордовикско-нижнедевонско-эйфельского этапа и фаменско-нижнетурнейский «зилаирский» комплекс [1] среднедевонско-нижнетурнейского этапа. Все эти разновозрастные субщелочные формации формируются в заключительные стадии тектоно-магматических этапов после становления андезито-базальтовых слабо дифференцированных формаций и в период образования флишoidных комплексов.

Нижнедевонско-эйфельская трахибазальт-трахитовая формация пользуется незначительным распространением, слагает небольшие вулканические поля или субинтрузивные тела среди нормально щелочных формаций. Породы представлены пространственно разбросанными трахибазальтовыми порфиритами, трахитовыми и трахириолитовыми порфирами.

Трахибазальтовые порфириты и трахитовые порфиры развиты у пос. Троицкого, восточнее д. Репино, в виде небольших выходов среди нижнедевонско-эйфельских пироксен-плагиоклазовых порфиритов. Трахибазальтовые порфириты обычно темно-серые, плотные, массивного сложения. Они состоят из вкрапленников оливина (до 2%), клинопироксена (до 3%), плагиоклаза (до 10%) и основной массы, представленной микролитами плагиоклаза, пироксена, зернами титаномагнетита и девитрифицированным стеклом. Структура основной массы интерсертально-пилотакситовая, интерсертальная. Плагиоклаз представлен разностями от альбита до олигоклаза ( $Nm$  колеблется от 1,534 до 1,547) и частично замещен пренитом, пумпеллиитом, хлоритом и кальцитом. Оливин замещен серпентиновыми минералами, а по клинопироксену развиваются хлорит, реже уралит. Титаномагнетит составляет до 3% объема породы; он замещен лейкоксеном, окисленным магнетитом и хлоритом. По химическому составу породы характеризуются щелочным уклоном — пониженными содержаниями кремнезема, магнезии, окиси кальция и повышенными — окиси титана, глинозема, щелочей и фосфора (табл. 1, ан. 1). В правой части диаграммы А. Н. Заварицкого (рис. 1) точка среднего состава

расположена около линии Этны, т. е. породы относятся к субщелочной серии, а по отношению окиси натрия к окиси калия (2,5) — к калий-натриевому ряду.

Трахитовые порфиры макроскопически от описанных выше основных разностей отличаются более светлой окраской и иногда наличием плохо выраженной полосчатости. Они сложены вкрапленниками плагиоклаза и анортоклаза размером до  $0,9 \times 0,2$  мм, иногда образующими гломеры. Отмечается незначительная пелицитизация, серицитизация и эпидотизация плагиоклаза. Очень редко встречаются изометричные образования, замещенные хлоритом, по форме напоминающие пироксен. Вкрапленники составляют до 3% объема породы. Основная масса микролитовая. Микролиты плагиоклаза и калинатрового полевого шпата длиной до 0,1 мм иногда образуют розетки. В промежутках между микролитами изредка находятся таблички биотита, хлорит, апатит и рудные минералы. По химическому составу трахитовые порфиры близки аналогичным среднемировым породам. Для них характерны высокие содержания окиси титана, глинозема, щелочей, фосфора и пониженные — магнезии, окиси кальция (табл. 1, ан. 3). По отношению окиси натрия к окиси калия породы относятся к калий-натриевому ряду, а железа к магнеию — к железистым разностям. На петрохимической диаграмме А. Н. Заварицкого (рис. 1) точка среднего состава трахитовых порфиров находится около вариационной кривой Этны, что указывает на их принадлежность к субщелочной серии. К этой формации нами отнесены и эпилейцитовые порфириты, развитые по левому притоку р. Краснохты в 4 км к югу от с. Поляковки и описанные Т. И. Фроловой и Е. В. Островской [4]. По химическому составу (табл. 1, ан. 2) породы близки высококалиевым трахибазальтам, отличаются от них меньшим содержанием глинозема и суммарного железа. По отношению окиси натрия к окиси калия породы отвечают калиевому ряду, а железа к магнеию — магнезиальным разностям.

Трахиреолитовые порфиры отмечаются среди непрерывной риолито-базальтовой и андезито-базальтовой формаций в Таналыкской и Ирендыкской структурно-формационных зонах Магнитогорского мегасинклинория. Они слагают силлообразные залежи или секущие тела<sup>1</sup> и контролируются разрывными нарушениями. Наибольшим распространением они пользуются в пределах

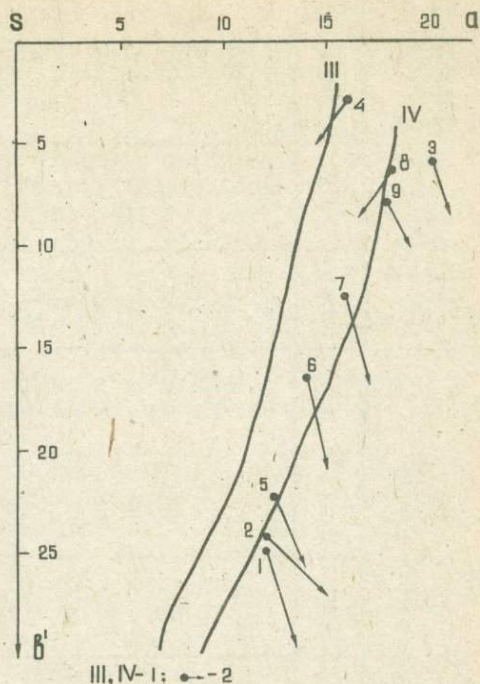


Рис. 1. Петрохимическая диаграмма средних химических составов вулканогенных пород субщелочных формаций.

1 — вариационные кривые по А. Н. Заварицкому: III — Иеллоустонского парка, IV — Этны; 2 — породы субщелочных формаций (номера фигуративных точек соответствуют порядковым номерам в табл. 1).

<sup>1</sup> В районе д. Сукраково трахидацитовые и трахиреолитовые порфиры присутствуют в пирокластической и эффузивной фациях. (Прим. ред.).

Средние химические составы пород субщелочных вулканогенных формаций

№ п/п	Кол-во анал.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	ППП	Сумма
1	2	48,59	1,28	16,67	3,82	6,49	0,11	5,37	6,72	4,44	1,74	0,35	3,65	99,59
2	2	50,41	1,40	13,77	1,80	3,81	0,11	4,60	11,13	2,17	5,40	0,37	5,06	100,03
3	6	61,39	1,01	17,66	2,00	2,46	0,04	0,89	1,63	6,65	4,27	0,30	1,61	99,91
4	9	72,60	0,30	13,93	0,64	1,65	0,05	0,37	1,19	4,52	3,54	0,07	0,91	99,77
5	9	49,43	1,44	17,06	6,53	4,18	0,16	4,74	7,23	3,93	1,68	0,26	3,13	99,77
6	11	55,23	0,56	17,55	3,66	4,46	0,11	4,31	5,41	4,39	1,88	0,27	2,01	99,84
7	12	58,35	0,56	17,26	3,01	3,12	0,09	3,32	4,33	5,14	2,69	0,21	1,46	99,47
8	20	63,79	0,45	17,46	2,38	1,96	0,05	1,06	1,78	5,28	4,26	0,13	1,45	100,07
9	4	61,55	0,58	16,80	2,69	3,12	0,07	0,99	2,83	6,22	2,50	0,41	1,61	99,42

Примечание. 1—4 породы нижнедевонско-эйфельской формации: 1—трахибазальтовые порфириты, 2—эпилейцитовые порфириты карбонатизированные [4], 3—трахитовые порфиры, 4—трахириолитовые порфиры; 5—9—породы фаменско-нижнетурнейской формации: 5—трахибазальтовые порфириты, 6—трахиандезито-базальтовые порфириты, 7—трахиандезитовые порфириты, 8—трахитовые порфиры, 9—трахитовые порфиры субвулканические.

Маканского и Баймакского рудных полей, а также в западной части Ирендыкской зоны от д. Казаккулово до пос. Тубинского. По петрографическому составу это в основном кварц-плагиоклазовые, роговообманково-плагиоклазовые и плагиоклазовые риолитовые порфиры с наличием калиевого полевого шпата. Главными породообразующими минералами являются кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, второстепенными — роговая обманка, биотит; акцессорными — титаномагнетит, апатит; вторичными — хлорит, карбонат, эпидот, лейкоксен, серицит. Вкрапленники составляют до 15% объема породы. Размеры их колеблются от 0,3 до 2,5 мм. Преобладают вкрапленники плагиоклаза. По химическому составу породы соответствуют трахириолитовым порфирам с несколько повышенными содержаниями щелочей, глинозема и пониженными — кремнезема и магнезии по сравнению с аналогичными породами нормального ряда (табл. 1, ан. 4). По типу щелочности породы относятся к калий-натриево-субщелочному ряду.

Фаменско-нижнетурнейская трахибазальт-трахитовая формация развита в виде узкой субмеридиональной полосы в Ахуново-Ащепутакской зоне восточного крыла Магнитогорского мегасинклинория. Наиболее полные разрезы формации наблюдаются по рекам Солончатке и Узельге, где мощности вулканитов достигают 500—1100 м. Формация сложена вулканитами от трахибазальтовых порфиритов до трахитовых порфиритов. Преобладают пирокластические разности, составляющие до 60% объема всех вулканитов.

Трахибазальтовые и трахиандезито-базальтовые порфириты макроскопически неразличимы между собой. Они имеют массивное сложение. Мощность потоков — до 25 м. Микроскопически трахибазальтовые порфириты состоят из вкрапленников оливина (до 3%), клинопироксена (до 8%), плагиоклаза (7—15%) и основной массы, представленной плагиоклазом (до 50%), пироксеном (до 20%), титаномагнетитом и раскристаллизованным стеклом. Из вторичных минералов отмечаются эпидот, пренит, хлорит, амфибол, кальцит, серицит, кварц. Структура основной массы интерсертальная, интерсертально-пилотаксовая, реже диабазовая. Пироксен вкрапленников и основной массы представлен авгитом ( $2v=53—56^\circ$ ,  $c: Ng=41—43^\circ$ ,  $Ng—Nr=0,024—0,026$ ). Плагиоклаз представлен разностями от альбита до олигоклаза ( $Nm=1,532—1,540$ ). Трахиандезито-базальтовые порфириты от трахибазальтовых порфиритов отличаются только по микроструктуре и количеству слагающих их минералов. В них меньше развит пироксен, титаномагнетит и больше плагиоклаз, что находит отражение и в нормативном составе. В трахиандезито-базальтовых порфиритах больше ортопироксена, кварца и плагиоклаза и меньше клинопироксена, ортоклаза, магнетита и ильменита, чем в трахибазальтовых порфиритах (табл. 2, ан. 1, 2).

Трахиандезитовые порфириты представлены пироксен-плагиоклазовыми, реже роговообманково-плагиоклазовыми разностями. Вкрапленники плагиоклаза представлены таблитчатыми, иногда зональными кристаллами размером до 2 мм. По составу он отвечает андезину № 40—42, но часто альбитизирован. Пироксен — авгит составляет от 1—2 до 12%. По химическому составу он отвечает субкальциевому авгиту. Химический состав его следующий (вес. %):  $SiO_2—44,64$ ,  $TiO_2—2,03$ ,  $Al_2O_3—7,16$ ,  $Fe_2O_3—2,83$ ,  $FeO—10,58$ ,  $MnO—0,27$ ,  $MgO—18,12$ ,  $CaO—10,75$ ,  $Na_2O—1,21$ ,  $K_2O—сл.$ ,  $P_2O_5—0,09$ ,  $ппп—2,42$ . Сумма — 100,1 (ХАЛ ИГ БФАН СССР, аналитик З. В. Евдокимова). Формула по Х. Хессу:  $Ca_{23,4} Mg_{54} Fe_{22,6}$ . Как видно, пироксены отличаются повышенными содержаниями окиси титана, глинозема, магнезии и пониженными — кремнезема, окиси кальция, что характерно для пироксенов, кристаллизующихся из расплавов с по-

Нормативные составы средних типов вулканогенных пород фаменско-нижнетурнейской формации по методу CIPW

№ п/п	Ar	I	Mt	Or	Pl	Srx	Orx	Q	C
1	1,7	2,7	9,5	10,0	57,5	8,2	8,2	0,1	—
2	1,7	1,2	6,2	9,5	58,3	1,1	13,6	6,8	—
3	0,3	0,8	3,7	15,1	64,4	3,8	9,0	0,9	—
4	0,3	0,8	3,5	25,6	52,7	—	3,5	5,1	1,2
5	1,0	1,2	3,9	15,0	63,0	0,9	4,4	8,4	—

Примечание. 1 — трахибазальтовые порфириты, 2 — трахиандезито-базальтовые порфириты, 3 — трахиандезитовые порфириты, 4 — трахитовые порфиры, 5 — трахитовые порфиры субвулканические.

вышенной щелочностью. Вкрапленники роговой обманки размером 0,2 — 1 мм вытянутой формы, часто замещены хлоритом, по краям обычно имеют опацитовую каемку. Структура породы порфировая, основной массы — гиалопилитовая, микролитовая и гиалопилитакситовая. Из вторичных минералов отмечаются хлорит, пренит, эпидот, пумпеллиит, реже кальцит, кварц.

В нормативном составе преобладают плагиоклаз, ортопироксен, ортоклаз (табл. 2, ан. 3).

Трахитовые порфиры от вышеописанных разновидностей макроскопически отличаются более светлой окраской и полосчатостью. Породы сложены вкрапленниками плагиоклаза (до 20%), калинатровых полевых шпатов (до 15%), роговой обманки (до 2%), биотита (до 3%) и основной массой. Вкрапленники плагиоклаза размером до 1,5 мм представлены альбитом и олигоклазом ( $Nm = 1,534-1,542$ ). Роговая обманка опациitized, бледно-зеленого цвета ( $2v = 82^\circ$ ,  $c: Ng = 19^\circ$ ). Биотит образует небольшие листоватые кристаллы, иногда слабо хлоритизированные. Из аксессуарных минералов отмечаются апатит, циркон и титаномagnetит. Основная масса сложена микролитами альбит-олигоклаза (до 60%), щелочных полевых шпатов (до 30%), кварца (до 20%), тонкорассеянного гематита. Структура основной массы трахитоидная, реже гиалопилитовая и ортофирровая. В нормативном составе преобладают плагиоклаз, ортоклаз, отмечается корунд (табл. 2, ан. 4).

Среди туфов наибольшим распространением пользуются литокластические разности трахиандезитового и трахитового состава. Обычно это зеленовато- и сиренево-серые псефопсаммитовые туфы с размером обломков от нескольких миллиметров до 10 см. Встречаются прослои туфов, почти полностью сложенные вулканическими бомбами размером до 0,8 — 1,5 м. Обломочный материал в туфах полукатан, но присутствуют и угловатые обломки. По составу и структурам обломки туфов аналогичны соответствующим лавам. Однако встречаются шлаковидные гематитизированные разности. В связующей массе отмечаются мелкие обломки того же состава, шлаковидные фрагменты, плагиоклаз, калинатровый полевой шпат.

Субвулканические образования представлены маломощными секущими телами трахиандезитового и трахитового состава с хорошей раскристаллизацией основной массы. По модальному и нормативному минеральному составу они близки соответствующим эффузивам, незначительно отличаются повышенным содержанием в нормативном составе апатита и плагиоклаза (табл. 2, ан. 4,5). Все породы формации претерпели вторичные изменения. Ассоциации вторичных минералов в вулканитах характерны для пренит-пумпеллиитовой фации низкотемпературного зеленокаменного метаморфизма.

По химическому составу породы трахибазальтового и трахиандезито-базальтового состава характеризуются повышенными содержаниями окиси титана, глинозема, щелочей, фосфора и пониженными — кремнезема, магнезии по сравнению с аналогичными породами нормального ряда (табл. 1, ан. 5,6). По содержанию почти всех компонентов породы обнаруживают значительное сходство со среднемировыми трахибазальтами и трахиандезито-базальтами. Они принадлежат лейкократовому, слегка недосыщенному кремнеземом высокоглиноземистому, железистому, калий-натриевому типу.

Трахиандезитовые порфириты близки среднемировым однотипным породам по содержанию почти всех компонентов, за исключением несколько пониженного содержания окиси калия (табл. 1, ан. 7). Трахитовые порфириты характеризуются высокой щелочностью, пониженной известковистостью и низким значением темноцветного параметра, по величине которого они отвечают трахидацитовым разностям. От среднемировых трахитов они отличаются незначительно повышенными содержаниями кремнезема, окиси натрия и пониженными — окисей кальция и калия. Субвулканические трахитовые порфириты по петрохимическим особенностям близки соответствующим эффузивным разностям, незначительно отличаются от них пониженными содержаниями кремнезема, окиси калия и повышенными — закиси железа, окисей кальция и натрия (табл. 1, ан. 8,9). На петрохимической диаграмме А. Н. Заварицкого в правой части ее фигуративные точки средних химических составов пород располагаются около вариационной линии Этны (рис. 1), т. е. породы относятся к субщелочной серии и близки по петрохимическим особенностям породам нижнедевонско-эйфельской трахибазальт — трахитовой формации.

Фаменско-нижнетурнейская субщелочная вулканогенная формация, так же как и однотипная нижнедевонско-эйфельская, формировалась после слабо дифференцированной андезито-базальтовой формации в заключительную стадию образования формационного ряда и сопровождается широким развитием синхронных флишоидных образований. Для нее характерны различные соотношения в проявлении основного, среднего и умеренно кислого субщелочного вулканизма в разных участках и формирование вулканитов за счет отдельных разобщенных магматических очагов, которые испытывали значительную дифференциацию в условиях максимального горизонтального сжатия [2]. Следовательно, появление базитовых формаций повышенной щелочности в конце тектоно-магматических этапов является закономерным, так как отражает прогрессивное увеличение жесткости земной коры и уменьшение степени ее проницаемости в результате прогрессивно усиливающегося горизонтального сжатия к концу этапов, что и влияет на изменение эндогенного режима, уровней магмообразования, условий выплавления и кристаллизации магматических расплавов в сторону образования субщелочных серий пород.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Аржавитин П. В., Аржавитина М. Ю. Вулканогенные формации Магнитогорского мегасинклиниория. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала. Уфа: Башкиргоиздат, 1972, вып. 5, с. 35 — 62.
2. Казанцева Т. Т. Происхождение и развитие геосинклиналей. Уфа, 1981, 26 с. (Препринт).
3. Тищенко В. Т. Щелочно-базальтоидная формация нижнего девона в южной части западного крыла Магнитогорского прогиба. — Тезисы докладов к первому симпозиуму по вулканизму Южного Урала. Миасс: УНЦ АН СССР, 1971, с. 43—44.
4. Фролова Т. И., Островская Е. В. О находке щелочных вулканогенных пород на восточном склоне Южного Урала. — В кн.: Магматические формации и металлогения Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1969, с. 254 — 257.
5. Штейнберг Д. С. О химической классификации эффузивных горных пород. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1964. 106 с.

## РЕДКИЕ И РАССЕЯННЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ИРЕНДЫКСКОЙ ФОРМАЦИИ МАГНИТОГОРСКОГО МЕГАСИНКЛИНОРИЯ

Редкие и рассеянные элементы в вулканогенной формации Магнитогорского мегасинклинория изучены слабо. Между тем индикаторное значение микроэлементов при типизации геологических формаций общеизвестно [8]. Известна также инертность большинства редких и рассеянных элементов в условиях низкотемпературного метаморфизма базальтов [17].

Рассматриваемая слабо дифференцированная базальт-андезито-базальтовая формация широко развита в западном борту, и ее фрагменты присутствуют в восточном борту Магнитогорского мегасинклинория. Эти вулканогенные образования объединены в ирендыкскую свиту раннедевонско-эйфельского возраста.

Мощность отложений ирендыкской свиты достигает трех километров. Свита формировалась при извержении вулканов центрального типа [14, 16]. Наряду с крупными обособленными вулканическими постройками здесь были вулканические массивы, представленные несколькими сближенными вулканическими аппаратами [7, 12]. Эти вулканические массивы и обособленные постройки отделены друг от друга нередко значительными пространствами, выполненными вулкано-терригенным материалом. Значительная часть этих отложений характеризуется хорошо выраженной сортировкой материала в водной среде [9]. Вулканические сооружения, по-видимому, представляли собой острова, периодически появляющиеся, а затем разрушаемые морем или последующими извержениями.

Лавовые фации рассматриваемой формации представлены пироксен-плагиоклазовыми порфиритами базальтового и андезито-базальтового состава, содержащими крупные (до 1 см) фенокристы пироксена и плагиоклаза. Основная масса их сложена микролитами плагиоклаза и агрегатами вторичных минералов — хлорита, эпидота, кварца и др.

Петрографический и петрохимический состав эффузивов и субвулканических образований данной формации относительно однообразен на всей площади их выходов [5, 7, 14, 16]. Различия выражены в появлении калий-натриевых базальтов в хр. Крыкты, выделяющихся на общем фоне преобладающих натриевых базальтов.

Для характеристики базальт-андезито-базальтовой формации нами проведено изучение распределения некоторых редких и рассеянных элементов. Содержания микроэлементов в вулканогенных образованиях ирендыкской свиты ранее были изучены не полно; имеются сведения лишь о содержании некоторых из них [10, 11, 12, 13, 16].

Анализ пород проводился современными физическими методами: радиохимическим и неdestructивным нейтронно-активационным, рентгено-флуоресцентным, атомно-абсорбционным и фотометрическим. Определение некоторых химических элементов контролировалось несколькими методами. Полученные, таким образом, результаты анализов имеют удовлетворительную сходимость, что можно видеть на примере хрома и кобальта (табл. 1).

Таблица 1

Сопоставление результатов нейтронно-активационного и квантометрического анализа

№ образца	Содержания, г/т			
	Cr		Co	
	нейтронная активация	рентгено-флуоресцент.	нейтронная активация	рентгено-флуоресцент.
649	133	122	35	33
662	55	31	21	24
663	300	213	32	33
664	105	126	26	29
665	231	336	35	34

Средние значения содержаний редких и рассеянных элементов в объеме формации даны в табл. 2, где приведены также стандартные отклонения и коэффициенты вариаций компонентов. В табл. 3 показаны сведения по распределению элементов-примесей в местах отбора образцов. Наиболее стабильными значениями ( $V = 30\%$ ) в породах слабо дифференцированной базальт-андезито-базальтовой формации характеризуются содержания титана, кобальта и скандия. Близки к ним по коэффициенту вариаций ванадий и никель. Нестабильны ( $V = 50 - 60\%$ ) содержания меди, стронция, золота, лантана и самария, и, наконец, максимальная вариабильность свойственна хрому и барью.

Сопоставление содержаний микроэлементов в ирендыкских порфиридах из различных районов выявляет стабильность значений большинства из них, и лишь хром, ванадий и калий обнаруживают региональные вариации.

Содержание окиси титана в базальт-андезито-базальтовой формации ирендыкской свиты колеблется в частных анализах от 0,45 до 0,87%. Эти данные и средние их значения по конкретным участкам и региону в целом являются более низкими, чем количество окиси титана в среднемировых базальтах. Наиболее близки к рассматриваемой формации базальты островных дуг и, в частности, базальты дуги Тонго.

Собственные минералы титана — ильменит или титаномагнетит — в рассматриваемых базальтах не обнаружены. Корреляционный анализ окиси титана с петрогенными элементами также выявляет специфическую для пород базальт-андезито-базальтовой формации зависимость, которая выражена в прямой корреляционной связи окиси титана с глиноземом. По-видимому, эта зависимость элементов обусловлена одновременной кристаллизацией и накоплением выделений плагиоклаза и клинопироксена, первый из которых является основным носителем глинозема, второй — концентрирует титан в условиях слабоокислительной среды.

**Хром** в породах базальт-андезито-базальтовой формации является наиболее нестабильным элементом, который характеризуется би-

Средние содержания элементов-примесей в базальтах ирендыкской порфиритовой формации и некоторых островных дуг, г/т

Компоненты					2	3	4	5	6
	X	S	V	n					
K <sub>2</sub> O, %	0,73	0,60	82	43	1,02	0,45	1,20	0,24	0,11
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> , %	0,08	0,04	50	43	0,32	0,11	0,24	0,12	0,15
TiO <sub>2</sub> , %	0,62	0,11	18	43	1,01	0,55	0,82	0,75	1,40
Cr	138	120	87	39	60	31	60	40	280
V	249	89	36	32	300	345	250	300	290
Ni	36	15	42	32	38	24	30	25	120
Co	24	7	29	64	35	36	30	30	60
Cu	117	67	57	32	110	—	—	—	—
Sr	283	169	60	32	360	215	300	180	85
Ba	200	205	98	30	600	110	400	60	20
Sc	40	10	25	59	—	40	—	—	—
La	7,2	3,7	51	49	—	0,74	8,05	3,74	3,46
Sm	1,6	0,9	56	59	—	0,87	3,59	2,4	3,75

Примечание. X — среднее арифметическое; S — стандартное отклонение; V — коэффициент вариации; n — число анализов; 1 — базальты ирендыкской слабо дифференцированной формации Южного Урала; 2 — базальты Камчатки [15]; 3 — базальты дуги Тонга [3]; 4 — базальты известково-щелочной серии островных дуг [8]; 5 — базальты толеитовой серии островных дуг [8]; 6 — океанические базальты [8, 18]; содержания РЗЭ по Ю. А. Балашову [2].

модальным распределением: наряду с низкохромовыми базальтами (< 30 г/т) выделяются разновидности с повышенным его содержанием (> 100 г/т). Среднее содержание элемента в породах — высокое (138 г/т). Оно превосходит количество хрома в базальтах островных дуг, соответствуя последним лишь значениями первой моды (уровнем низких содержаний), но меньше, чем в океанических базальтах. Эта геохимическая индивидуальность является индикаторной для рассматриваемой формации в целом.

Распределение хрома в породах строго коррелируется с содержанием магнезии. По-видимому, трехвалентный хром входит в решетку клинопироксенов, замещая в них окись железа.

**Ванадий** в породах рассматриваемой формации присутствует в количестве (259 г/т), равном нижнему пределу его значений в базальтах островных дуг. Однако отношение хрома к ванадию (табл. 4) в них повышено и соответствует промежуточному значению от островодужных к океаническим базальтам. В распределении ванадия установлен прямая корреляционная зависимость с суммарным железом.

**Никель** присутствует в количестве (36 г/т), эквивалентном верхнему пределу его значений, свойственному островодужным базальтам. Незначительные вариации никеля обнаруживают прямую корреляцию с магнезией и менее строго выраженную зависимость с кобальтом.

**Кобальт** характеризуется стабильностью в разрезе и в латеральном распределении. Абсолютные содержания элемента несколько ниже уровня распределения его в базальтах различных геотектонических областей [8]. Отношение никеля к кобальту в породах рассматриваемой формации, которое, как известно [6], является показателем условий проявления магматизма, отвечает промежуточному значению между островодужными и океаническими базальтами.

Средние содержания элементов-примесей в базальт-андезито-базальтовой формации ирендыкской свиты из различных районов Магнитогорского мегасинклинория, г/т

Компоненты	1			2			3			4			5			6		
	г. Миндяк			пос. Абзаково			д. Гадельшино			д. Муракаево			оз. Сарыкуль			хр. Крыкты		
	X	S	n	X	S	n	X	S	n	X	S	n	X	S	n	X	S	n
K <sub>2</sub> O, %	0,49	0,74	3	0,23	0,39	12							0,53	0,60	12	1,30	0,72	16
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> , %				0,08	0,01	12							0,08	0,04	12	0,09	0,05	16
TiO <sub>2</sub> , %	0,73	0,14	3	0,67	0,14	12							0,60	0,1	12	0,58	0,1	16
Cr (2)	30	12	12	18	7	7												
Cr(1)	132	22	6	217	80	5	79	76	8	87	108	6	133	60	4	55		1
V	238	74	20	267	114	12												
Ni	38	15	20	33	16	12												
Co	23	6	20	25	6	12	22,5	8,6	13	24	9,4	19	23	5	7	28	5	12
Cu	117	54	20	118	88	12	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Sr	315	178	20	229	154	12	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ba	146	133	18	281	85	12	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Sc	—	—	—	38	5,3	14	36	7,8	13	41	6,2	19	37	4	7	51	17	12
La	—	—	—	6,3	3,7	11	1,1	4,5	16	5,4	3,7	14	7,2	2,7	9	5,0	3,0	13
Sm	—	—	—	1,8	1,2	15	2,1	1,0	15	1,0	0,6	18	2,4	1,1	9	1,4		15

Примечание.  $\bar{X}$  — среднее арифметическое; S — среднее квадратичное отклонение; n — число анализов; 1 — основание разреза; 2 — средняя и верхняя часть разреза.

Геохимические коэффициенты базальтов ирендыкской базальт-андезито-базальтовой формации Южного Урала и некоторых островных дуг

Коэффициенты	1	2	3	4	5	6
Ni/Co	1,5	1,1	0,7	1	0,83	2,0
Sr/Ba	1,4	0,6	1,95	0,75	3,0	4,3
Cr/V	0,5	0,2	0,1	0,24	0,13	1,0
La/Sm	4,5	2,2	0,9	2,2	0,9	1,1

Примечание. 1 — базальты ирендыкской формации Южного Урала; 2 — базальты Камчатки; 3 — базальты дуги Тонга; 4 — базальты известково-щелочной и 5 — толеитовой серии островных дуг; 6 — океанические базальты.

**Медь** — типоморфный химический элемент региона — в рассматриваемой базальт-андезито-базальтовой формации имеет значительные количественные вариации, а среднее его значение (117 г/т) несколько превышает кларковый уровень и идентично базальтам Камчатки [15]. Количественные колебания меди не обнаруживают корреляционных связей ни с петрогенными, ни с редкими и рассеянными компонентами.

**Барий** характеризуется неустойчивым содержанием ( $V=98\%$ ), однако среднее его значение (200 г/т) сопоставимо с концентрацией его в базальтах островных дуг. Известно, что бария в океанических базальтах содержится в несколько раз меньше, чем в базальтах островных дуг [8]. Количественные вариации бария в породах рассматриваемой формации положительно коррелируются с окисью калия.

**Стронций**, так же как и барий, — нестабильный элемент ( $V=60\%$ ). Среднее содержание его (283 г/т) сопоставимо с данными по островодужным формациям, хотя количество стронция в продуктах магматизма различных геотектонических областей, строго говоря, различается лишь статистически. Отношение стронция к барию (табл. 4) — в пределах колебаний коэффициента, свойственного островодужным базальтам. Распределение содержания стронция не коррелируется с другими химическими компонентами.

**Скандий** распределяется в породах равномерно. Среднее его количество эквивалентно содержанию в базальтах дуги Тонго. Распределение элемента коррелируется с окисью магния.

Из группы редкоземельных элементов в породах рассматриваемой формации проанализированы **лантан** и **самарий**, распределения которых обнаруживают заметные колебания (табл. 2). Количество легкого лантана — высокое (7,2 г/т); оно близко к известково-щелочным базальтам островных дуг, [2]. Средний самарий относительно указанных базальтов рассеян, при этом его содержание приближается к нижнему пределу элемента в базальтах островных дуг. Высокое значение отношения лантана к самарию ( $K=4,5$ ) является показателем обогащенности рассматриваемых пород легкими РЗЭ. Корреляционный анализ показал независимое распределение лантана и самария от других микроэлементов и петрогенных компонентов.

**Калий** в базальтах ирендыкского комплекса составляет 0,5% (окись калия), что соответствует уровню его значения в других магматических формациях Магнитогорского мегасинклинория. Вместе с тем в объеме комплекса известны базальты, в которых количество окиси калия превышает один процент. Последние распространены в средней части хр. Крыкты и занимают значительную площадь, что дает основание для выделения К-На субформации. Калий и натрий в базаль-

Распределение благородных металлов в базальтах, г/т

Элементы	X	Содержания		Колич. анализ	Камчатка
		от	до		
Ag	$15,4 \times 10^{-3}$			12	$38 \times 10^{-3}$
Au	$3,9 \times 10^{-3}$			35	$2 \times 10^{-3}$
Pt	$4,8 \times 10^{-3}$	$4,2 \times 10^{-3}$	$5,6 \times 10^{-3}$	3	а — $9,7 \times 10^{-3}$ б — $4,1 \times 10^{-3}$
Pd	$4,1 \times 10^{-3}$			1	а — $4,8 \times 10^{-3}$ б — $4,1 \times 10^{-3}$
Ir	$5 \times 10^{-3}$	$4,3 \times 10^{-3}$	$5,4 \times 10^{-3}$	3	а — $4,8 \times 10^{-3}$ б — $4,1 \times 10^{-3}$

Примечание. X — среднее содержание. Данные по содержанию элементов Камчатки приведены по Г. Н. Аношину [1].

ирендыкского комплекса связаны отрицательной корреляционной зависимостью.

**Фосфор** в рассматриваемой базальт-андезито-базальтовой формации присутствует в небольших количествах (0,08%  $P_2O_5$ ). Тот же низкий уровень его свойствен базальтам калий-натриевой субформации. Основной концентратор фосфора в базальтах — апатит — не обнаружен в породах ирендыкского комплекса.

**Золото и серебро** в базальтах базальт-андезито-базальтовой формации имеют переменные содержания (табл. 5). Среднее количество золота в них соответствует кларковому уровню, а содержание серебра — на порядок ниже. В сравнении с островодужными базальтами Камчатки рассматриваемые породы обогащены золотом вдвое, во столько же раз в них меньше серебра. Низкое содержание серебра свойственно магматическим образованиям Магнитогорского мегасинклинория в целом.

**Платиноиды.** В базальт-андезито-базальтовой формации ирендыкской свиты определены платина, палладий и иридий. Содержания указанных элементов количественно сходны между собой, соответственно отношения между ними близки к единице. Количество платины и палладия в рассматриваемых базальтах и в базальтах Камчатки [1] сопоставимо. В сравнении с хондритами в породах региона содержание платиноидов в несколько раз выше и различия в соотношении между элементами выражены отчетливо [4].

Итак, содержания микроэлементов в породах слабо дифференцированной базальт-андезито-базальтовой формации ирендыкской свиты Магнитогорского мегасинклинория характеризуются количественным сходством с базальтами островодужных систем. Титан, ванадий, никель, медь, скандий, стронций, барий, калий и стронций-бариевые отношения обнаруживают абсолютное сходство. Региональную индивидуальность пород формации подчеркивают повышенные содержания хрома, более низкие в них значения кобальта, фосфора и самария, а также иные, чем в островодужных базальтах, отношения Cr/V и Ni/Co.

Рассматриваемые базальты имеют стабильные количества титана, никеля, кобальта и скандия. Значительные вариации характерны для калия, стронция, бария, хрома и редкоземельных элементов. При этом хром и калий обнаруживают бимодальное распределение.

Базальт-андезито-базальтовая формация ирендыкской свиты характеризуется пониженным содержанием большинства рассматриваемых микроэлементов, и лишь медь, ванадий и скандий присутствуют на уровне кларковых значений или несколько превышают их.

## ЛИТЕРАТУРА

1. **Первые данные по распределению платиноидов в современных базальтах Камчатки** / Аношин Г. Н., Волюнец О. И., Флеров Г. Б. и др. — Докл. АН СССР, 1983, т. 268, № 4, с. 967 — 969.
2. **Балашов Ю. А.** Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1967. 267 с.
3. **Бородин Л. С.** Геохимия главных серий изверженных пород. М.: Недра, 1981. 195 с.
4. **Ганиев А. Г., Каримкулев Л. У., Рахимов К. Р.** Методы активационного анализа благородных и редких металлов. Ташкент: ФАН, 1977. 134 с.
5. **Горожанина Е. Н.** Петрохимические особенности порфириновых комплексов девона Магнитогорского мегасинклинория. — В кн.: Вопросы магматизма и метаморфизма Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1982, с. 27 — 33.
6. **Когарко Л. Н., Арутюнян Л. А.** Отношение Ni/Co базальтовых магм — индикатор окислительно-восстановительных равновесий мантии. — Геохимия, 1982, № 12, с. 1744 — 1753.
7. **Коротеев В. А.** Опыт составления крупномасштабной палеовулканологической карты на примере Южного Урала. — В кн.: Методика картирования вулканических формаций. М.: Наука, 1969, с. 135 — 139.
8. **Лутц Б. Г.** Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 247 с.
9. **Маслов В. А.** Девон восточного склона Южного Урала. М.: Наука, 1980. 223 с.
10. **Румянцева Н. А., Чурилин Н. С., Лукьянова Л. И.** Базальтоидные формации Урала. — В кн.: Вопросы петрологии Урала (магматизм, метаморфизм, литология). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980, с. 48 — 65.
11. **Салихов Д. Н., Митрофанов В. А., Мансуров К. Н.** Распределение золота в вулканогенных породах Магнитогорского мегасинклинория. — В кн.: Вулканизм и рудообразование Урала. Уфа: БФАН СССР, 1982, с. 42 — 45.
12. **Семенов И. В.** Закономерности распределения элементов-примесей в вулканогенных породах андезит-базальтовой субформации на Среднем Урале. — В кн.: Вулканические образования Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1968, с. 85 — 107.
13. **Семенов И. В., Коленко Л. И., Штенке А. А.** РЗЭ в базальтах вулканогенных формаций Уральской звгеосинклинали. — В кн.: Элементы-примеси в минералах и горных породах Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980, с. 36 — 64.
14. **Сопко П. Ф., Серавкин И. Б., Бобохов А. С., Косарев А. М.** Среднепалеозойский вулканизм Башкирского Зауралья и связь с ним колчеданного оруденения. Уфа: БФАН СССР, 1983. 116 с.
15. **Типы четвертичных базальтов Камчатки в связи с проблемой первичных магм** / Леонова Л. Л., Пополитов Э. И., Волюнец О. Н. и др. — В кн.: Петрологические исследования базитов островных дуг. М.: Наука, 1978, с. 157 — 276.
16. **Фролова Т. И., Бурикова И. А.** Геосинклинальный вулканизм. М.: МГУ, 1977. 279 с.
17. **Gibson I. L., Kirkpatrick R. J., Emmerman R. et. al.** The trace-element composition of lavas and dikes from a 3-km vertical Section through the lava pile of Eastern Iceland. — J. Geophys. Res., 1982, vol. 87, № B8, p. 6532 — 6546.
18. **Engel A. E., Engel C. C., Haves R. G.** Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1965, vol. 76, № 7, p. 719—734.

## О ЗОНАЛЬНОСТИ КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮЖНОГО УРАЛА

Интерес к зональности месторождений рудных полезных ископаемых определяется возможностью использования ее в решении генетических вопросов и практических задач. Однако, как было отмечено М. Б. Бородаевской [1], о природе зональности колчеданных месторождений часто судят исходя из существующих генетических концепций. Представления о природе зональности колчеданных залежей чрезвычайно разнообразны. Сторонники эпигенетического происхождения колчеданных месторождений причину зональности объясняют либо разновременным стадийным поступлением рудообразующих компонентов в рудоконтролирующую структуру [7], либо последовательным выпадением минералов из растворов в процессе формирования метасоматической колонки [3, 5, 7, 8]. С появлением точки зрения о гидротермально-осадочном (эксталяционно-осадочном, вулканогенно-осадочном) происхождении колчеданных залежей зональность рассматривается как результат выпадения минералов из горячих термальных рассолов в пределах депрессии и (или) накопления рудного вещества непосредственно в местах подводных выходов гидротерм. При этом допускается возможность накопления рудного вещества синхронно с вмещающими осадочными породами. Зональность, асимметричная по мощности и концентрическая по латерали, считается одним из признаков гидротермально-осадочного происхождения рудных залежей [1, 4, 10].

Допускается более сложный механизм возникновения зональности комбинированным способом. При этом в процессе двухэтапного формирования месторождения происходило наложение гидротермальных растворов с продуктивной минерализацией на ранние пиритовые руды осадочного происхождения [6, 10].

В создании окончательной картины зональности колчеданных залежей большое значение придается также процессам метаморфизма, ремобилизации, регенерации вещества. В связи с развитием гипотезы А. Н. Заварицкого о вулканогенной природе колчеданных залежей метаморфическим преобразованиям руд уделялось большое внимание. Преимущественное накопление медных и цинковых минералов на выклинках (флангах) сплюснутых залежей объяснялось перераспределением в результате динамометаморфизма [2]. Появление пирротиновых и магнетитовых руд в колонке зон многие связывают с контактными термальным метаморфизмом сульфидов колчеданных залежей [7]. В последние годы развивается представление о гидротермальном метаморфизме сульфидного агрегата. При длительном стадийном накоплении сульфидной массы более поздние порции

растворов оказывают метаморфизирующее воздействие на более ранние образования и вызывают переотложение компонентов из одних участков залежи в другие [9].

По определению академика В. И. Смирнова, зональность рудных тел и месторождений — это закономерное, в виде зон с той или иной конфигурацией, распределение в пространстве химических элементов, минералов или иных особенностей состава или строения руд и ассоциированной с ними минерализации. Она обусловлена развитием во времени (добавим, и пространстве) процесса минерализации в меняющихся геологических и физико-химических условиях. Существующие представления о зональности колчеданных месторождений основаны преимущественно на пространственном распределении химических элементов, промышленных типов руд. Нам представляется, что наиболее информативным при изучении зональности является метод текстурно-парагенетического анализа, позволяющий установить закономерности как пространственного размещения, так и последовательности развития минералов во времени. Иногда зональность можно выявить только по количественному распределению химических элементов в контуре рудного тела. Например, по распределению примесных компонентов, присутствующих в руде в виде изоморфной примеси, можно выявить зональность в контуре однородной мономинеральной залежи.

### Парагенезисы минералов и рудные зоны

Крупномасштабное минералогическое картирование позволило уточнить и дополнить перечень рудообразующих парагенетических минеральных ассоциаций, выделенных Н. В. Петровской на южноуральских колчеданных месторождениях [7]. Главными широко распространенными минеральными ассоциациями южноуральских колчеданных месторождений, отнесенных к слабометаморфизованным, являются пиритовая, халькопирит-пиритовая (пирит-халькопиритовая) и сфалерит-пиритовая (пирит-сфалеритовая), составляющие основу промышленных запасов. К числу первичных парагенезисов нами отнесены также магнетитовый, пирротиновый, халькопирит-магнетит-сидерит-пиритовый, карбонат-халькопирит-пиритовый, халькопирит-борнитовый и баритовый.

1. Магнетитовая парагенетическая ассоциация широко развита в залежах Приорского, Летнего, Красногвардейского, Березовогорского месторождений. В парагенезисе с магнетитом ассоциирует мушкетовит, хлорит, тальк, ангидрит и кальцит (биотит, роговая обманка и гранаты в рудах Летнего месторождения возникли в результате контактового метаморфизма). Мелкозернистый агрегат магнетитового парагенезиса обычно сложен октаэдрическими кристаллами магнетита, пластинчатыми зернами и их лучистыми сростками мушкетовита.

2. Пирротиновая ассоциация, развитая в рудах слабометаморфизованных колчеданных месторождений Озерное, Сибайское, Узельгинское и Приорское, состоит из 90 — 95% пирротина, включает примесь халькопирита (высокотемпературная модификация), кубанита, магнетита и пирита, образующего равномерно рассеянную редкую вкрапленность порфиризовидных кристаллов кубического габитуса. Нерудные минералы представлены хлоритом, тальком. В составе парагенезиса присутствуют гексагональная и моноклинная модификации пирротина, возникшие за счет ранее существовавшего более высокотемпературного гексагонального пирротина. Руды, сложенные пирротиновой ассоциацией, представляют собой

мелкозернистый агрегат массивной текстуры. Появление в пирротине метакристаллов, метасоматических жилков и небольших блоков пирита в сопровождении сидерита, магнетита и халькопирита вызвано изменениями параметров рудоотложения (общее понижение температуры растворов, в связи с чем происходит повышение окислительного потенциала).

3. Ассоциация пирита, сидерита и магнетита возникла за счет гипогенного окисления пирротиновых руд. В агрегате этого парагенезиса часто встречаются реликты пирротина в виде небольших обломковидных скоплений. Формированием парагенезиса в неустойчивой физико-химической обстановке вызвано сложное строение минерального агрегата, в котором различаются крупные метакристаллы пирита, пятнистые скопления магнетита и сидерита в ячейках между жилообразными выделениями зернистого пирита, развившегося метасоматически по пирротину. Наиболее поздние генерации пирита в составе этой ассоциации представлены тонкодисперсной землистой разновидностью. В составе парагенезиса присутствуют также халькопирит, иногда в значительном количестве (Узельга, Сибай), марказит, гематит, арсенопирит, гетит, теллуриды золота и серебра.

4. Парагенезис, состоящий из резко преобладающего пирита, представленного кристаллами кубического габитуса с обильными включениями пойкилитов пирротина с примесью халькопирита, карбонатов, редко и магнетита образует зернистый, но плотный агрегат массивной текстуры. Карбонат представлен сидеритом и кальцитом. В скоплениях халькопирита встречается магнетит.

5. Пиритовая ассоциация, составляющая основу серноколчеданных руд большинства колчеданных месторождений Урала, в литературе описана подробно.

Типоморфным признаком пирита данной ассоциации является пентагондодекаэдрический габитус и отчетливое зональное строение его кристаллов. В составе этого парагенезиса халькопирит, теннантит и сфалерит — в резко подчиненном количестве. Нерудные минералы представлены обычно кварцем, глинистыми минералами и серицитом.

6. Халькопирит-пиритовая ассоциация представляется многим как продукт наложения медной минерализации на пиритовую руду. Пирит, ассоциирующий с халькопиритом в этом парагенезисе, отличается сложным габитусом кристаллов (комбинация куба с пентагондодекаэдром), мелкозернистым, колломорфным строением агрегата, набором элементов-примесей и их содержанием. В составе этого парагенезиса — низкотемпературный халькопирит, теннантит, кварц, кальцит, редко — цеолиты бария.

7. Сфалерит-пиритовая ассоциация широко распространена в рудах колчеданных месторождений и детально охарактеризована в специальных работах. Необходимо лишь подчеркнуть, что пирит, входящий в состав этого парагенезиса, большей частью представлен колломорфными радиально-лучистыми, фрамбоидальными выделениями, среди которых редко встречаются правильные кристаллы, обладающие кубической формой. В парагенезисе с основными минералами встречаются блеклые руды, галенит, теллуриды, барит, цеолиты. В рудах Озерного месторождения в сфалерит-пиритовом парагенезисе вместо блеклых руд широко развит арсенопирит.

8. Борнитсодержащая полиминеральная парагенетическая ассоциация встречается спорадически, в колчеданных залежах, характеризующихся общим низким содержанием пирита (Стержневая линза Гайского месторождения, баймакские месторождения). В состав ассоциации входит большое число минералов, а названа она борнитсодержащей только потому, что борнит

встречается только в этом парагенезисе. Главными минералами парагенезиса являются пирит, халькопирит, сфалерит, блеклая руда, борнит, с которыми в сростках встречаются галенит, халькозин, барит, халькопирит, гематит, минералы серебра (штрмейерит, аргентит, яллаит), теллура, германия. Доля пиритов в составе парагенезиса в целом невелика, и основная масса его представлена футлярообразными скелетными кристаллами, по-видимому, появившимися в связи с замещением халькопирита борнитом.

9. Баритовая парагенетическая ассоциация встречается в тех же колчеданных залежах, где получили развитие борнитсодержащие руды. В баритовой ассоциации всегда присутствует какое-то количество сульфидов, но преобладающим остается барит.

### Ряды зональности и последовательность развития минеральных парагенезисов

Выделенные парагенетические ассоциации минералов в колчеданных залежах слагают зоны, расположенные в определенной последовательности. На приведенной схеме эта последовательность отражена в виде вертикальных колонок, удобных для сравнения месторождений между собой (рис. 1). Здесь вертикальное направление символизирует вектор зональности с размещением тыловых зон внизу, фронтальных — наверху колонок. Как видно из схемы, основными минеральными зонами, развитыми на всех колчеданных месторождениях, являются пиритовая (5), халькопирит-пиритовая (6) и сфалерит-пиритовая (7), которые слагают центральную часть сводной колонки зональности. Магнетитовая (1), пирротиновая (2), сидерит-магнетит-пиритовая (3) и халькопирит-карбонат-пиритовая (4) зоны

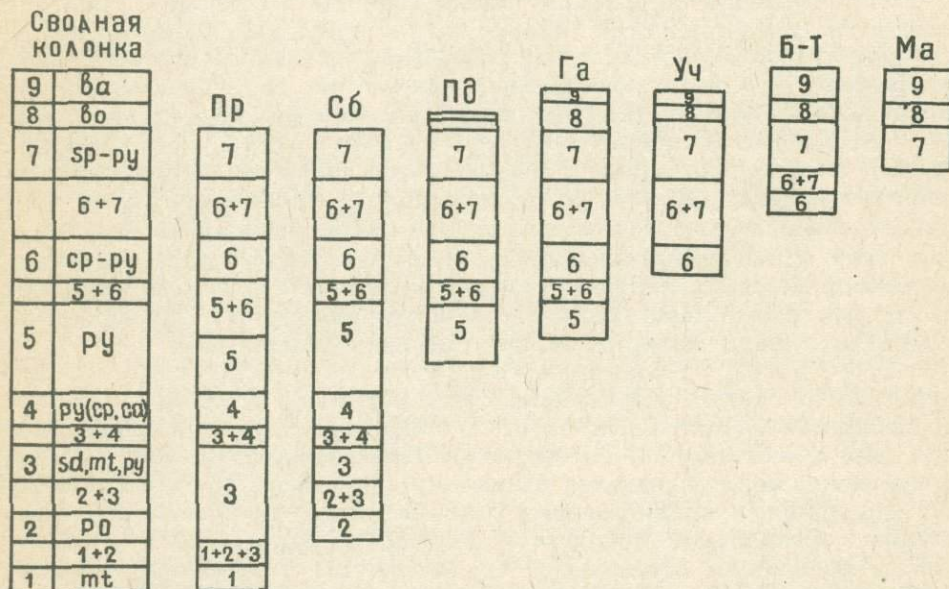


Рис. 1. Сводная колонка и зональность отдельных колчеданных месторождений Южного Урала.

Месторождения: Пр — Приорское, Сб — Сибайское, Пд — Подольское, Га — Гайское, Уч — Учалинское, Б-Т — Бакртау, Ма — Майское. Парагенетические ассоциации минералов: 1) магнетитовая (mt), 2) пирротиновая (po), 3) сидерит-магнетит-пиритовая (sd, mt, py), 4) пиритовая с халькопиритом и карбонатами (py (cp, ca)), 5) пиритовая (py), 6) халькопирит-пиритовая (cp-py), 7) сфалерит-пиритовая (sp-py), 8) борнитсодержащая полиминеральная (bo), 9) баритовая (ba).

слагают тыловую (внутреннюю) часть колонки. Зоны борнитовая и баритовая являются фронтальными (внешними). По набору минеральных парагенезисов среди колчеданных месторождений различается несколько групп (в основном три). Основная группа месторождений уральского типа сложена рудами, занимающими центральную часть предлагаемой сводной колонки зональности. На этих месторождениях минеральные парагенезисы тыловой части колонки практически отсутствуют, встречаются спорадически или имеют слабое развитие. Месторождения второй группы, в колонке зональности которых присутствуют минеральные парагенезисы центральных и тыловых зон (Приорское, Сибайское, Узельгинское, Озерное), как правило, не содержат значительных скоплений минералов борнитовой и баритовой ассоциаций. Третья группа месторождений, куда входят в основном баймакские, отличается низкими содержаниями пирита в составе руд, и в них парагенезисы пиритовый и халькопирит-пиритовый развиты либо слабо, либо практически отсутствуют. Сплошные руды большей частью представлены пирит-сфалеритовым, халькопирит-борнитовым и баритовым парагенезисами, образуют небольшие линзовидные тела среди прожилково-вкрапленных руд. Разделение месторождений на 3 группы, естественно, является условным.

Сводная колонка, составленная путем сопоставления схем зональности отдельных месторождений, представляет унифицированную схему упорядоченного расположения минералов и их парагенезисов в пространстве. Среди южноуральских месторождений по набору минеральных парагенезисов и последовательности расположения зон к сводной колонке близки Приорское и Ново-Сибайское.

Хронологическая последовательность формирования минералогических зон определяется в основном по двум признакам: по месту расположения зоны в общей колонке зональности (если рассматривать ее как метасоматическую) и текстурам пересечения одних минеральных агрегатов другими. По порядку расположения зон в сводной колонке от тыловых зон к фронтальным соответственно определяется следующая последовательность минерализации при рудообразовании (от ранних к поздним): магнетит-1→пирротин→халькопирит-1, магнетит-2, сидерит, пирит-1→пирит-2→халькопирит-2, пирит-4→сфалерит, пирит-5→халькопирит-3, пирит-6, борнит, халькозин, галенит, сфалерит-2, теллуриды,→барит. Указанная последовательность минералообразования устанавливается и по текстурным признакам. Широкое развитие брекчиевидных и жильных текстур в рудах многие рассматривают как признак стадийного способа формирования рудных залежей [7]. Однако размещение минеральных ассоциаций в колчеданных залежах в определенной последовательности по вектору зональности, практически общей для всех месторождений, трудно объяснить с позиций стадийного способа рудоотложения. Поэтому при изучении зональности колчеданных залежей было обращено особое внимание на текстурно-парагенетический анализ рудного вещества по всему объему картируемого рудного тела. При этом было установлено, что брекчиевидное, прожилковое строение прослеживается в рудах, состоящих из двух минеральных парагенезисов, которые слагают смежные зоны. К примеру, сфалерит-халькопирит-пиритовая руда, возникшая в результате пространственного совмещения зон халькопирит-пиритового и сфалерит-пиритового парагенезисов, на всех месторождениях характеризуется брекчиевидным строением. При этом халькопирит-пиритовый агрегат, как правило, слагает обломки, цементом служит агрегат сфалерит-пиритового парагенезиса. Таким образом, агрегат минералов тыловой зоны пересекается и цементируется агрегатом соседней фронтальной зоны. Подобное текстурное соотношение характерно только для промежуточных зон,

и факты пересечения одних минеральных агрегатов другими, расположенными на разных концах зональной колонки, не известны. Поэтому брекчиевое и прожилковое строение как результат тектонического дробления ранних минеральных агрегатов с последующим отложением поздних минералов по трещинам тектонического дробления рассматривать нельзя. Тем не менее по текстурам пересечения хронологическая последовательность формирования парагенетических ассоциаций совпадает с вышеуказанной. По этому признаку магнетитовые руды более ранние, чем пирротиновые, последние возникли до образования сидерит-магнетит-пиритовых руд и т. д. Однако сфалерит-пиритовый парагенезис, являющийся самым молодым образованием, к примеру, на Приорском месторождении, цементирует лишь халькопирит-пиритовые обломки близлежащей зоны и не пересекает пиритовые, магнетит-пиритовые, магнетитовые руды, слагающие более удаленные тыловые зоны. По мнению автора, появление зон смешанного состава обусловлено регрессией фронтальных зон на тыловые в связи с постепенным остыванием рудогенерирующего очага. Понижение температуры гидротермальных растворов сопровождалось возрастанием активности серы, повышением окислительного потенциала.

Признаками регрессии зон в колчеданных залежах являются: а) расширение их внутренних границ в направлении, встречном общему направлению инфильтрации гидротермальных растворов, которое сопровождается метасоматозом агрегата минералов, преимущественно соседней внутренней зоны, с образованием текстур метасоматического брекчирования, жилобразования; б) появление в рудах ассоциаций, возникших в результате замещения метастабильных минералов более устойчивыми в изменившейся обстановке (например, замещение пирротина пиритом, магнетитом и сидеритом вдоль контакта с пиритовыми и халькопирит-пиритовыми рудами); в) постепенно затухающий характер процесса замещения тыловой зоны фронтальной; г) отсутствие признаков тектонического дробления; брекчие- и жилобразование происходили метасоматическим способом, о чем свидетельствуют плавные извилистые очертания тектурного рисунка.

Таким образом, текстурные элементы минерального агрегата, считающиеся критериями разновозрастности, какими являются жильная и брекчиевидная текстуры, могут возникнуть и в условиях непрерывного процесса минералообразования. Факты метасоматического брекчие- и жилобразования указывают, что минеральные парагенезисы, слагающие зоны единой колонки, являются одновременными, но не равновесными. Видимо, неравновесностью объясняются факты интенсивного замещения одних минеральных парагенезисов другими вдоль границ зон. Нам представляется, что зональная колонка колчеданных месторождений есть продукт единого гидротермального процесса независимо от того, происходит ли рудоотложение в эндогенных или экзогенных условиях.

### **Пространственная ориентировка рядов зональности**

Ориентировка векторов зональности, вдоль которых устанавливается упорядоченное расположение минеральных парагенезисов, служит важной характеристикой, используемой в решении генетических вопросов. В обобщающих работах по зональности колчеданных месторождений В. П. Логинов этому вопросу уделял особое внимание. Он использовал границы рудных зон как своеобразный уровень, с помощью которого определялись элементы залегания рудо локализирующей структуры в момент формирования рудной залежи и характер после-

дующих дислокаций [5]. В последние годы в связи с разработкой концепции вулканогенно-осадочного генезиса колчеданных залежей В. И. Смирнов одним из признаков вулканогенно-осадочных месторождений считает асимметричное размещение типов руд по мощности при строгом согласном залегании рудной залежи с вмещающими породами [10].

На колчеданных месторождениях Южного Урала наблюдается несколько вариантов пространственного соотношения элементов залегания рудных тел, слоистости вмещающих вулканогенно-осадочных пород и зональности.

I. Пластообразные рудные тела согласны с вмещающими вулканогенно-осадочными породами, в которых зональные ряды ориентированы:

а) нормально к слоистости пород (Учалы, им. XIX партсъезда, Молодежное, 1-я, 2-я, 5-я и 6-я залежи Узельгинского месторождения); эти месторождения характеризуются контрастной зональностью по мощности и неконтрастной — по простиранию и падению залежей; контрастная зональность по мощности осложнена неконтрастной зональностью по латерали;

б) параллельно слоистости пород (подошве и кровле колчеданной залежи), симметрично по мощности и асимметрично по латерали (3-я залежь Летнего, отдельные блоки Главной залежи Подольского месторождений);

в) косо к слоистости с обратной последовательностью по мощности (пирротиновые руды по кровле, сфалерит-пиритовые по подошве) при прямом асимметричном чередовании зон по латерали (4-я залежь Узельгинского месторождения).

II. Штокообразные тела залегают в массивных кислых вулканитах и перекрыты вулканогенно-осадочными породами, в которых зональные ряды ориентированы косо к напластованию пород (Озерное и Сибайское месторождения).

III. Рудные тела представляют комбинацию согласных со слоистостью пластовых залежей с крутопадающими секущими телами, характеризуются отчетливым зональным строением пластовых элементов по мощности (Гайское, Подольское, Приорское месторождения).

Во всех случаях на колчеданных месторождениях имеет место сочетание зональности по мощности залежи с латеральной зональностью. Распределение минеральных парагенезисов и химических элементов по вектору зональности характеризуется высоким градиентом, особенно по мощности пластообразных рудных залежей.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На южноуральских колчеданных месторождениях, отнесенных к разряду слабометаморфизованных, наблюдается сходная зональность оруденения с одинаковой для большинства месторождений последовательностью чередования минералов и минеральных парагенезисов как по мощности, так и вдоль напластования рудных залежей. Сходство месторождений по зональному распределению минералов и их парагенезисов в рудных телах свидетельствует о близких геологических и физико-химических условиях их формирования, типичных для приповерхностных гидротермальных образований. Среди колчеданных месторождений по ряду геологических, минералогеохимических признаков особое положение занимают месторождения, отнесенные выше ко второй группе, обладающие признаками эндогенного, по В. И. Смирнову, субвулканического происхождения [10]. Видимо, несколько иными условиями формирования залежей объясня-

ется появление в составе руд нестандартных для уральских месторождений минералов и их парагенезисов, какими являются магнетит, пирротин, кубанит, арсенопирит в ассоциации с тальком и ангидритом.

Формирование пластообразных колчеданных залежей вулканогенно-осадочным способом предполагает, что вектор зональности, фиксирующий направление наибольшей изменчивости состава руд, должен быть ориентирован преимущественно вкрест напластования вмещающих вулканогенно-осадочных пород и колчеданной залежи. Однако в большинстве случаев вектор зональности ориентирован косо, иногда даже параллельно напластованию. Секущее положение минеральных зон по отношению к элементам залегания рудных залежей и их контактам с вмещающими породами объясняется тем, что колчеданные залежи по мере накопления рудной массы становятся геологическим объектом, испытывающим гидротермально-метасоматические изменения под действием последующих порций непрерывно поступающих растворов. Физико-химические параметры рудообразующих растворов изменялись во времени, происходило постепенное остывание, которое сопровождалось повышением активности серы, окислительного потенциала. Это привело к метасоматозу более высокотемпературных парагенезисов низкотемпературными, слагающими фронтальные зоны. Изменения состава и строения колчеданных залежей, происходящие в завершающую фазу рудоотложения, носят в основном регрессивный характер. Можно только предполагать, что существовала также фаза прогрессивного развития процесса накопления сульфидов, когда происходило разрастание зон по направлению движения растворов.

Приведенная схема зонального распределения минералов исключает возможность формирования колчеданных залежей в результате совмещения разновозрастных минеральных ассоциаций. Зоны являются образованиями одновременными, продуктами единого процесса. Иначе трудно представить вероятность совмещения полигенных и полихронных образований в пределах единого рудного тела со сходной последовательностью чередования в зональной колонке. Эта последовательность выдерживается даже в тех случаях, когда зоны располагаются ярусно, отделяясь друг от друга прослоями вмещающих пород (им. XIX партсъезда, Подольское, Гайское месторождения).

Изложенный материал позволяет заключить, что рудные залежи, содержащие зоны магнетитового, пирротинового состава, являются эндогенными субвулканическими по происхождению. Пластообразные тела с отчетливой зональностью вкрест напластования с элементами концентрического распределения минералов возникли в приповерхностных условиях, возможно, гидротермально-эксталяционным способом. Большинство месторождений, по геологическим условиям отнесенные к вулканогенно-осадочным образованиям, обладают признаками гидротермально-метасоматического происхождения руд. Появление этих признаков, видимо, связано с преобразованием сульфидного агрегата в завершающие фазы процесса рудоотложения.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бородаевская М. Б., Кривцов А. И. Последовательность минералообразования и рудная зональность на колчеданных месторождениях. — Труды /ЦНИГРИ, 1982, вып. 148, с. 3—11.
2. Заварицкий А. Н. Метаморфизм и метасоматизм в уральских колчеданных месторождениях. — В кн.: Колчеданные месторождения Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1950, с. 7—18.
3. Иванов С. Н. Обсуждение некоторых современных вопросов образования колчеданных месторождений Урала. — Труды / ГТИ УФАИ СССР, 1959, вып. 43, с. 7—77.

4. **Кривцов А. И., Шишаков В. Б.** Вопросы рудной зональности колчеданных месторождений Урала. — Труды/ЦНИГРИ, 1979, вып. 148, с. 11 — 23.
5. **Логинов В. П.** Эндеогенная зональность колчеданных месторождений. — В кн.: Зональность гидротермальных рудных месторождений. М.: Наука, 1974, т. 2, с. 7 — 85.
6. **Овчинников Л. Н., Жабин А. Г.** Геохимические условия рудоотложения в гетерогенных колчеданных месторождениях. — В кн.: Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск: Наука, 1977, с. 130 — 145.
7. **Петровская Н. В.** О минеральных ассоциациях и некоторых условиях формирования колчеданных месторождений Южного Урала. — Геология рудных месторождений, 1961, № 2, с. 23 — 44.
8. **Прокин В. А.** Условия образования первичной зональности Сибайского колчеданного месторождения. — В кн.: Проблемы постмагм. рудообраз. Прага, 1963, т. 1, с. 297—301.
9. **Стадии формирования и преобразования медноколчеданных месторождений Урала/Прокин В. А. и др.** — Докл. АН СССР, 1983, т. 269, № 3, с. 687 — 690.
10. **Смирнов В. И.** Соотношение эндогенного и экзогенного рудообразования в субмаринных вулканогенных геосинклинальных комплексах.— МГК. XXII сессия Докл. сов. геологов. Проблема 5. М.: Недра, 1964, с. 111—117.

## КОНТАКТОВО-МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ВУЛКАНОГЕННЫХ КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮЖНОГО УРАЛА

Контактово-метаморфическим преобразованиям колчеданных месторождений придается в последнее время большое значение в связи с необходимостью решения ряда спорных вопросов в проблеме генезиса колчеданного оруденения.

На колчеданных месторождениях Южного Урала и других регионов наблюдается ряд признаков эпигенетичности руд. Наиболее резко эти признаки выражены на месторождениях, расположенных в приконтактовых зонах гранитоидных интрузий. Это послужило основанием для отнесения некоторыми исследователями колчеданных месторождений к образованиям, возникшим в конечные стадии становления рудовмещающих формаций в связи с внедрением кислых расплавов и их эволюцией [1, 8]. Большинство исследователей эти признаки рассматриваются как проявления вторичных преобразований руд под воздействием более поздних магматических процессов. Однако масштабы и степень эпигенетических преобразований рудных тел остаются до сих пор невыясненными.

При сравнении степени метаморфических преобразований колчеданных месторождений и вмещающих их вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород в Магнитогорском мегасинклинории намечается следующая закономерность: колчеданные месторождения западного его крыла менее метаморфизованы, чем восточного. Объясняется это почти полным отсутствием средне-верхнепалеозойских гранитных массивов на западном крыле мегасинклинория. Для восточного крыла, наоборот, характерно довольно значительное проявление интрузий гранитоидов различного возраста и состава. Наиболее крупными интрузивными телами являются здесь верхнепалеозойские (Ахуново-Карагайский, Воронинский и др.) гранитные массивы. Близкий химический и петрографический состав гранитоидов восточного крыла Магнитогорского мегасинклинория и Восточно-Уральского поднятия позволяет отнести их к единому гранитному формационному типу [15].

Многочисленные массивы габбро-тоналит-плагиогранитной формации, завершающей девонский магматизм, а также интрузии верхнепалеозойских гранитоидов развиты южнее, в Северных Мугоджарах, в пределах Средне-Орского и Домбаровского рудных районов. Почти все известные колчеданные месторождения этих районов в той или иной мере метаморфизованы в зависимости от расстояния до массивов и положения в тепловых полях.

Детальное изучение процессов преобразования проведено автором на колчеданных месторождениях Весеннем Домбаровского рудного

района и Таш-Ярском Учалинского рудного района. Это позволило сопоставить интенсивность вторичных преобразований указанных месторождений с другими колчеданными месторождениями Южного Урала.

Автор, опираясь на данные петрографических, минералого-геохимических, физико-механических, рентгеноспектральных методов исследований руд и рудовмещающих пород, а также математического моделирования динамики кристаллизации и развития тепловых полей Кошенсайского и Ахуновского гранитоидных массивов, детально рассмотрел историю формирования месторождений Весеннее и Таш-Яр [4, 12, 13].

Весеннее медноколчеданное месторождение расположено в пределах восточного крыла Мулдыгулсайской горст-антиклинали непосредственно близ восточного контакта Кошенсайского массива гранитов и гранодиоритов [9]. Таш-Ярское колчеданно-полиметаллическое месторождение находится на северном замыкании Магнитогорского мегасинклиниория в 400 м от северного контакта вулканитов карамалыташской свиты с Ахуновским гранитоидным массивом. По Ряду признаков эти месторождения, несомненно, относятся к числу колчеданных. Подтверждается это и работами М. Б. Бородаевской [2], М. И. Исмагилова [7] по Весеннему месторождению и В. А. Гаврилова по Таш-Ярскому месторождению. Положение же месторождений близ контактов крупных гранитных массивов привело к некоторым их отличиям от типичных колчеданных месторождений. Наиболее четко эти отличия проявились в составе и строении рудовмещающих пород, подвергшихся интенсивной перекристаллизации с образованием роговиков. Зональность роговиков прослежена по наиболее легко диагностируемым минералам: гранату, биотиту, кордиериту. Максимальное удаление от контакта Кошенсайского массива парагенезисов, содержащих кордиерит, гранат и биотит, составляет соответственно 60—100, 140—160 и 200—250 м; в породах, прилегающих к Ахуновскому массиву, перечисленные парагенезисы пользуются гораздо более широким развитием, соответственно на удалении 600—800, 1200—1500 и 2300—2500 м от контакта. На Весеннем месторождении зональность сохранила в себе как первичные черты, так и приобрела более поздние вторичные особенности, связанные с контактовым метаморфизмом. В породах Таш-Ярского месторождения зоны развития граната, биотита и кордиерита в плане и на глубине повторяют контуры гранитного массива [12].

Существенные различия выявляются при сравнении руд обоих месторождений как с непреобразованными месторождениями Южного Урала, так и между собой. Рудные тела Весеннего месторождения сложены, например, сплошными рудами, имеющими медную специализацию, рудные тела Таш-Ярского месторождения состоят в основном из прожилково-вкрапленных руд, отличающихся к тому же полиметаллической специализацией. Более широким развитием пользуются здесь пирротин и магнетит. Исследованиями на микрозонде было установлено, что по содержанию железа перекристаллизованный и переотложенный пириты обоих месторождений также различны. Если на Весеннем месторождении содержания железа в перечисленных разновидностях пирита составляют соответственно 46,7—48,3 и 45,6—46,6%, то на Таш-Ярском месторождении — 47,0—48,5 и 46,0—46,7%. Содержание железа в сфалеритах рассматриваемых месторождений также различно. На Весеннем месторождении оно достигает 5%, на Таш-Ярском — 7%. На Таш-Ярском месторождении, где ведущая роль принадлежит переотложенным рудам, все минералы заметно обеднены элементами-примесями. При рассмотрении распределения содержаний железа и кобальта в пирите, железа — в сфалерите по профилям

на Весеннем месторождении выявилась сложная зональность, совмещающая в себе элементы нескольких стадий развития; в рудах Таш-Ярского месторождения установлена только вторичная метаморфическая зональность [12, 13].

Большую помощь в установлении степени преобразованности руд Весеннего месторождения оказало изучение их физико-механических свойств. Работами В. И. Старостина [14] было доказано, что физические свойства чутко реагируют на любые изменения руд во время метаморфизма. При этом устанавливается прямая зависимость изменений физических свойств колчеданных руд от степени метаморфизма. Плотность и эффективная пористость существенно пиритовых руд Весеннего месторождения меняется соответственно в пределах от 4,19 до 4,70 г/см<sup>3</sup> и от 0,24 до 0,82%. Четкой зависимости между этими двумя показателями и расстоянием до интрузивного тела не наблюдается. Упругие же параметры (скорости продольных и поперечных волн, модуль Юнга и модуль сдвига) достаточно однозначно связаны со степенью измененности руд. Так, если максимально приближенные к массиву участки рудных тел имеют наибольшие значения упругих характеристик, соответственно 7,17 и 4,28 км/сек; 8,45 и 20,66 · 10<sup>11</sup> дин/см<sup>2</sup>, то с удалением от массива эти значения постепенно уменьшаются, и крайние значения упругих характеристик составляют соответственно 6,12 и 3,47 км/сек; 5,43 и 14,00 · 10<sup>11</sup> дин/см<sup>2</sup>. Сопоставление полученных данных с результатами измерений физических свойств в разной степени метаморфизованных серноколчеданных руд других месторождений [14] привело к выводу, что руды Весеннего месторождения испытали метаморфические изменения различной интенсивности. Наиболее приближенные к Кошенсаискому массиву части рудных тел (до 50 м от контакта) сложены сильнометаморфизованными рудами. Несколько больший объем (50 — 90 м от массива) занимают среднеметаморфизованные разности руд. На большем расстоянии от контакта руды слабо метаморфизованы. Метаморфические преобразования руд и рудовмещающих пород тесно связаны между собой. Так, сильно преобразованные руды расположены среди пород амфиболитовой фации роговиков. Средне- и тем более слабометаморфизованные руды залегают в породах, подвергшихся заметно менее интенсивным преобразованиям.

Описанные различия в рудах и рудовмещающих породах месторождений Весеннее и Таш-Яр связаны в основном с различиями в тепловых режимах кристаллизации близрасположенных гранитных массивов. Наибольшее значение из характеристик этих режимов имеют: направление миграции, градиенты температуры тепловых полей, а также длительность сохранения последних [3, 4]. В процессах переотложения большая роль принадлежит и фактору термостатирования. Руды Таш-Ярского месторождения хотя и несколько удалены от гранитного массива, но находились в высокотемпературном тепловом поле гораздо более продолжительное время, чем руды месторождения Весеннее (табл. 1). Высокие градиенты теплового поля вызвали не только массовую перекристаллизацию руд Таш-Ярского месторождения, но и мобилизацию значительной его части. Переотложение рудного вещества происходило в пределах образовавшейся на месторождении крупной зоны термостатирования и сохранившейся здесь без изменения в течение около миллиона лет. Невысокие градиенты теплового поля, а также продолжительность их существования на Весеннем месторождении привели лишь к локальной перекристаллизации и совсем незначительному переотложению рудного вещества.

Таким образом, степень преобразованности месторождений Весеннее и Таш-Яр резко отличается. По классификации Г. Ф. Яковлева и Ю. И. Демина [3], учитывающей степень сохранности первичных

Характеристика преобразованности месторождений

Месторождение		Таш-Яр	Весеннее	
Зональность рудных тел		вторичная	комбинированная	
Форма рудных тел		штокверковая	линзовидная	
Характеристика теплового поля	температура в различных частях рудных тел	длительность существования	400—500 тыс. лет	20—25 тыс. лет
		величина, °С	540—550	520—550
	приближенных удаленных от массива к массиву	длительность существования	10—20 тыс. лет	менее тыс. лет
		величина, °С	640—670	630—650
	градиенты	длительность существования	50 тыс. лет	20—30 тыс. лет
		величина, °С/м	1,0	0,3—0,4
Направление миграции		к рудному объекту	от рудного объекта	
Перекристаллизация рудного вещества		полная	избирательная	
Переотложение рудного вещества		почти полное	незначительное, локальное	
Степень преобразованности месторождений		интенсивно преобразовано	частично преобразовано	

колчеданных руд, Весеннее месторождение можно отнести к числу частично преобразованных, а Таш-Ярское — к числу интенсивно преобразованных, почти полностью регенерированных колчеданных месторождений.

Кроме месторождений Весеннее и Таш-Яр, рассмотренных выше, известен еще ряд колчеданных месторождений, расположенных близ контактов крупных интрузий основного и кислого состава и испытавших в той или иной мере метаморфические преобразования.

На Южном Урале к числу термально-метаморфизованных относятся колчеданные месторождения им. 50-летия Октября, Осеннее; на Среднем Урале — Маукское; на Северном Урале — Тарньерское и ряд других. Интенсивность проявления контактового метаморфизма перечисленных месторождений различна. В рудах некоторых из них произошла лишь перекристаллизация рудных минералов без существенного перемещения вещества, в других — процессы переотложения рудного вещества проявились довольно широко [17].

Контактовый метаморфизм колчеданных месторождений Южного Урала выразился в перекристаллизации руд и вмещающих их пород. В рудах появились новые высокотемпературные минеральные ассоциации, включающие пирротин, магнетит, кубанит, арсенопирит. В процессе перекристаллизации первичная зональность рудных тел была нарушена, что нашло свое отражение в перераспределении рудных компонентов, и в первую очередь меди и цинка, в пределах контуров рудных тел (месторождения Весеннее и им. 50-летия Октября).

Перекристаллизация рудных минералов сопровождается изменением их химического состава (увеличивается содержание железа в сфалерите, уменьшается содержание железа в гексагональном пирротине, происходит и перераспределение элементов-примесей между минералами). Эти закономерности уже давно используются для определения физико-химических условий перекристаллизации [6].

Большинство колчеданных месторождений Южного Урала испытало лишь локальные преобразования под действием поздних даек и субвулканических тел (Сибайское, Учалинское, Летнее, Узельгинское, Юбилейное, Джусинское, Бурибайское и др.). Вдоль даек происходит перекристаллизация пирита, халькопирита, сфалерита, а также смена текстурно-структурных особенностей руд; в незначительных количествах появляются магнетит, пирротин, сидерит, гематит, количество которых постепенно увеличивается по мере приближения к контакту. В 2 — 3 раза возрастает при этом и микротвердость пирита [5, 10, 11, 16].

С учетом вышеизложенного нами предлагается разделить колчеданные месторождения Южного Урала по степени метаморфических преобразований на четыре типа: 1) месторождения, не подвергшиеся каким-либо контактовым преобразованиям и сохранившие до настоящего времени свой первоначальный облик; 2) месторождения, подвергшиеся локальным изменениям под действием более поздних даек и субвулканических тел; 3) контактово-метаморфизованные месторождения, сохранившие в процессе преобразования некоторые свои первичные черты и испытавшие незначительное переотложение рудного вещества (частично преобразованные месторождения); 4) контактово-метаморфизованные месторождения, испытавшие полную перекристаллизацию и довольно значительное перемещение рудного вещества, сопоставимого с объемом первичных руд (интенсивно преобразованные месторождения).

Выделенные типы колчеданных месторождений по степени метаморфических преобразований, естественно, не являются всеобъемлющими. Они могут быть дополнены либо расчленены более подробно.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Белькова Л. Н., Огнев В. Н., Семенов А. И. Две гипотезы о генезисе полиметаллического оруденения на Алтае. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1954, № 1, с. 16 — 21.
2. Бородаевская М. Б., Курбанов Н. К., Кривцов А. И. Общая характеристика размещения колчеданных месторождений, их вещественного состава и связей с магматическими формациями силуро-девонского возраста. — Труды /ЦНИГРИ, 1973, вып. 105, с. 99—104.
3. Вулканогенные колчеданно-полиметаллические месторождения. М.: МГУ, 1978. 280 с.
4. Демин Ю. И., Сначев В. И. Тепловые поля Ахуновского гранитного массива и закономерности размещения в них оруденения. — Докл. АН СССР, 1981, т. 261, № 1, с. 152 — 156.
5. Еремин Н. И., Коган Б. С. Взаимоотношение даек и оруденения на Джусинском колчеданно-полиметаллическом месторождении (Южный Урал). — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1964, № 6, с. 137 — 138.
6. Еремин Н. И., Шишаков В. Б., Гераков А. Г. Термальный метаморфизм руд Осеннего месторождения (Южный Урал). — Докл. АН СССР, 1974, т. 219, № 4, с. 940 — 943.
7. Исмагилов М. И. Прогнозирование колчеданного оруденения в зонах контактового воздействия верхнепалеозойских гранитных интрузий на примере Весеннего месторождения. — В кн.: Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений. М.: ИГЕМ АН СССР, 1972, с. 238—240.
8. Кузубный В. С. Магматические формации Юго-Западного Алтая и их металлогения. Алма-Ата: Наука, 1975, 352 с.
9. Потапенко Б. П., Тесаловский М. Д. Весеннее месторождение меди и его генетические особенности. — Разведка и охрана недр, 1969, № 3, с. 6 — 10.

10. **Пшеничный Г. Н.** Минеральные типы и гипогенная зональность руд Узельгинского колчеданного месторождения. — В кн.: Вопросы минералогии, геохимии и генезиса полезных ископаемых Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1982, с. 20 — 33.
11. **Пшеничный Г. Н., Кулагина М. А.** Метаморфизм руд Сибайского колчеданного месторождения у контакта с дайками габбро-диабазов. — Геология рудных месторождений, 1968, № 2, с. 49 — 59.
12. **Сначев В. И.** Сравнительная характеристика степени преобразованности колчеданных месторождений Весеннего и Таш-Яр. — В кн.: Вулканизм и рудообразование Урала. Уфа: БФАН СССР, 1982, с. 58 — 65.
13. **Сначев В. И.** О влиянии контактового метаморфизма на физические свойства руд Весеннего месторождения. — В кн.: Геология и минерально-сырьевые ресурсы Западно-Сибирской плиты и ее складчатого обрамления. Тюмень: Западно-Сиб. НИГНИ, 1983, с. 155 — 157.
14. **Старостин В. И.** Структурно-петрофизический анализ эндогенных рудных полей. М.: Недра, 1979. 240 с.
15. **Ферштатер Г. Б., Бородина Н. С.** Петрология магматических гранитоидов. М.: Наука, 1975. 288 с.
16. **Шмидт А. И.** Соотношение колчеданного оруденения с процессами базальтоидного магматизма и зеленокаменным метаморфизмом (на примере Учалинского рудного района). — В кн.: Магматические формации, метаморфизм и металлогения Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1969, с. 340—357.
17. **Ярош П. Я.** Диагенез и метаморфизм колчеданных руд на Урале. М.: Наука, 1973. 228 с.

## ЕЩЕ РАЗ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ И ВОЗРАСТЕ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД И КОЛЧЕДАННОГО ОРУДЕНЕНИЯ МЕДНОГОРСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

Медногорский рудный район известен с 1931 г. после открытия Н. К. Разумовским Блявинского месторождения. В районе находятся еще три месторождения: Комсомольское, Яман-Касинское, Разумовское и целый ряд рудопроявлений.

Несмотря на длительную историю изучения, многие вопросы геологии и колчеданного оруденения в Медногорском районе до сих пор не решены или спорны. Это касается, во-первых, возраста рудовмещающих вулканогенных толщ и колчеданного оруденения и, во-вторых, тектонического положения так называемого Сакмарского антиклинория или Кураганско-Сакмарской структурно-формационной зоны.

Медногорский рудный район занимает большую часть Кураганско-Сакмарской структурно-формационной зоны, входящей в Центрально-Уральское поднятие, наряду с распространенной западнее и севернее Зилаирской и расположенной восточнее Эбетинско-Уралтауской зонами. Зилаирская зона граничит с Западно-Уральской зоной складчатости по системе Сакмарских тектонических надвигов. Сложена она осадочными отложениями среднего, верхнего девона и нижнего карбона. Кураганско-Сакмарская зона образована преимущественно вулканогенными, вулканогенно-осадочными породами и частыми телами серпентинитов. Эбетинско-Уралтауская зона, выделявшаяся раньше как Центрально-Уральский мегантиклинорий, сложена метаморфическими образованиями максютовского и суванякского комплексов в объеме среднего рифея — венда.

Практически все стратиграфические подразделения палеозоя Медногорского района в той или иной мере охарактеризованы органическими остатками, преимущественно граптолитовой группы. Однако положение в разрезе и возраст ряда толщ трактуются неоднозначно. Это, по-видимому, объясняется тем, что первичное залегание толщ в пределах рассматриваемой зоны нарушено чрезвычайно широко развитыми тектоническими деформациями различного типа и масштаба, включая надвиговые, в силу чего геология зоны сейчас имеет характер типичной «битой тарелки» (рис. 1). Кратко остановимся на этих спорных вопросах геологии Кураганско-Сакмарской зоны.

**Ордовикская система.** Все отложения этого возраста группой геологов ЦНИГРИ (Н. К. Разумовским в 1927 — 1934 гг.) подразделялись на 4 свиты: катралинскую, кидрясовскую, кураганскую и губерлинскую. Палеонтологически охарактеризованы были лишь отложения кидрясовской свиты. Кураганская и губерлинская свиты рассматри-

вались как фациальные аналоги, согласно налегающие на кидрясовскую свиту. Катралинская свита считалась синхронной кидрясовской. Л. С. Либрович, В. П. Павлинов считали катралинскую свиту верхнедевонской. В пределах района, по данным Б. Ф. Хромых, она представляет эквивалент зилаирской свиты.

А. В. Хабаков и А. Д. Петровский в 1960 г., изучая взаимоотношения кидрясовской и кураганской свит, приходят к выводу о несогласном залегании последней на подстилающей кидрясовской. А. В. Ключихин в 1956 г. выделял в ордовике только кураганскую свиту, подразделив ее на 3 толщи: песчаниковую, сланцевую и толщу туфов и туффигов.

Б. Ф. Хромых в 1967 г. выделяет кидрясовскую свиту —  $Ot - d_1$ ; вышележащий комплекс, представленный глинистыми сланцами, туфоалевролитами, туффитами и туфами смешанного состава в объеме кураганской свиты, относит к раннему силуру, а губерлинскую свиту — к позднему силуру.

Спорным являлось и положение нижней границы кидрясовской свиты. В 1970 — 1973 гг. В. Г. Варгановым, Н. Я. Анцигиным, В. А. Наседкиной, В. С. Милициной и М. В. Шурыгиной было установлено [2, 3], что в основании кидрясовской свиты в ряде разрезов по руч. Хмелевке, рекам Чаушке, Бляве, в районе пос. Кидрясово залегает так называемый хмелевский горизонт. Он представлен мелкозернистыми терригенными породами, глинистыми сланцами, гравелитами и мелкогалечными конгломератами кварцевого, реже — полимиктового состава. Нами этот же горизонт описан по руч. Баш-Калган (рис. 2). По фауне трилобитов и брахиопод (*Billingsella* и *Obolus*) хмелевский горизонт датируется  $\epsilon_3$ . Он имеет характер базального и фиксирует перерыв между отложениями нижнего (каялинская свита) и верхнего кембрия.

**Силурийская система.** В пределах описываемого района в 1929 г. Л. С. Либровичем и Н. К. Разумовским была выделена толща кремнистых сланцев (кувандыкская свита) раннелудловского возраста. Позднее в 1934 г. толща кремнистых и углистых сланцев лландовери-лудловского возраста была выделена работниками ЦНИГРИ под названием сакмарской свиты.

Значительная часть кремнистых толщ района относилась Н. К. Разумовским к нижнему (нижнему — среднему) девону, так же как и все вулканиты. Считалось, что они являются возрастным аналогом кремнистой толщи хр. Шайтантау. В. М. Сергиевским в то же время высказывалось предположение о существовании двух осадочно-вулканогенных толщ: нижней — силурийской (спилит-диабазовой с кремнистыми породами) и верхней — кремнисто-кератофировой, нижедевонской.

По данным Н. К. Разумовского, эффузивные толщи залегают несогласно на породах сакмарской свиты.

В. Н. Павлинов в 1933 — 1945 гг. относил мощную эффузивную толщу района Блявы к нижнему девону на основании несогласного залегания вулканитов на силурийских граптолитовых сланцах.

В. А. Заварицкий в работах 1934 — 1939 гг. считал, что вулканиты, вмещающие Блявинское медноколчеданное месторождение, относятся к силуру. Этот вывод обосновывался тем, что среди кремнистых сланцев, залегающих среди диабазов, находятся битуминозные разности с граптолитами силура. Вулканогенная толща расчленялась им на две части: нижнюю — спилитовую и верхнюю — кератофировую. Авторитет В. А. Заварицкого был так велик, что после его работ почти все вулканогенные отложения не только Блявинского месторождения стали считаться силурийскими.



Группа геологов ЦНИГРИ в 1941 г. выделяла в составе силурийских отложений две фации: 1) кремнисто-сланцевую и 2) вулканогенную.

А. В. Ключихин, составивший в 1959 г. геологическую карту листа М-40-IV в масштабе 1:200 000, все кремнистые и эффузивные породы объединил в сакмарскую свиту, считая, что в Блявинском районе кремнистые сланцы слагают низ разреза. В прослоях сланцев из толщи диабазов им была собрана фауна граптолитов верхнего лландовери и венлока. К самым низам разреза силурийских отложений А. В. Ключихин относит небольшие тела рифогенных известняков с кораллами силура — нижнего девона (определения В. С. Соколова). Б. Ф. Хромых пишет [1967 г.]: «Почти все эти известняки, в результате последующих переопределений фауны, оказались девонскими».

И. Н. Крылов, составлявший в 1955—1963 гг. детальные карты Блявинской структуры в масштабе 1:10000, также выделял единую сакмарскую кремнисто-диабазовую свиту силура.

В. В. Сидоренко и В. С. Байкова, в 1960—1963 гг. проводившие в районе геолого-стратиграфические исследования, выделили нижнюю — кремнисто-диабаз-спилитовую свиту среднего лландовери — нижнего лудлова, залегающую несогласно на нижележащих толщах. Вулканиды среднего и кислого состава южнее поселков Блявтомак и Херсонка они рассматривали как верхнюю свиту ранне-среднедевонского возраста. Возраст ее определялся на том основании, что среди пород свиты находились прослой и линзы известняков с фауной нижнего — среднего девона. Залегают верхняя свита на нижележащих породах несогласно.

А. Д. Петровский и А. В. Хабаков в 1960—1964 гг. снова большую часть вулканогенных отложений относили к силуру, считая их фациальными аналогами кремнистых образований. За последними А. Д. Петровский сохраняет название сакмарская свита. Вулканогенные породы он расчленяет на две свиты: блявинскую и херсонковскую. В блявинской свите залегают месторождения Блявинской группы. Она преимущественно эффузивная с подчиненными прослоями кремней; возраст ее — средний — верхний лландовери. Верхняя свита преимущественно кремнистая и кремнисто-глинистая с подчиненными

Рис. 1. Схематическая геологическая карта Кураганско-Сакмарской структурно-формационной зоны.

1—песчаники граувакковые, гравелиты, конгломераты, алевролиты, аргиллиты, прослой известняков —  $D_3fm - C_{1t_1}$ ; 2—лавы и туфы основного, среднего, кислого состава, горизонты туффитов —  $D_2ef$ ; 3—базальты афировые и микропорфировые, андезито-базальты, яшмоиды —  $D_1 - D_2ef$ ; 4—порфириты базальтовые, трахибазальтовые, трахиандезитовые, их туфы, тонкообломочные туффиты, кремнистые сланцы, туфоалевролиты —  $D_1(?)$ ; 5—сланцы кремнистые, глинисто-кремнистые, кремнистые брекчии, фтаниты, гравелиты —  $S_2 - D_1$ ; 6—сланцы кремнистые, глинисто-кремнистые, углисто-глинисто-кремнистые, фтаниты, кремни —  $Sl_2 - p$ ; 7—диабазы, спилиты, прослой кремнистых сланцев, линзы известняков и песчаников —  $S_{1l_1}$ ; 8—туфопесчаники, туфоалевролиты, туффиты смешанного состава, глинистые, глинисто-кремнистые сланцы —  $O_{2-3} (?)$ ; 9—сланцы глинистые, кремнисто-глинистые, углисто-глинистые, алевролиты, песчаники, гравелиты —  $E_3 - O_1$ ; 10—конглобрекчии, полимиктовые гравелиты, песчаники, алевролиты —  $D_{2-3}$ ; 11—риолиты, риолит-дациты субвулканические —  $D_2$ ; 12—габбро-диабазы субвулканические —  $D_2$ ; 13—габбро, габбро-диориты —  $D_2$ ; 14—ультрабазиты, серпентиниты; 15—геологические границы: а) согласные; б) несогласные; 16—разрывные нарушения; 17—места находок конодонтов и № обнажений; 18—обнажения пород с фауной  $D_1$  и  $D_2$ ; (№ соответствуют тексту на с. 91); 19—точка отбора пробы на спорово-пыльцевой анализ (№ с 217/7—Чегодаев Л. Д., 1971 г.). Возраст конодонтовой фауны по В. Н. Пучкову: 1—ордовик, возможно  $O_1$ ; 813—S/; 816—D/, эмский ярус; 819. $D_2ef_2 - \dot{z}v_1$ ; 833— $D_2ef_2 - \dot{z}v_1$ ; 834—не древнее верхов  $D_1$ , скорее фран.

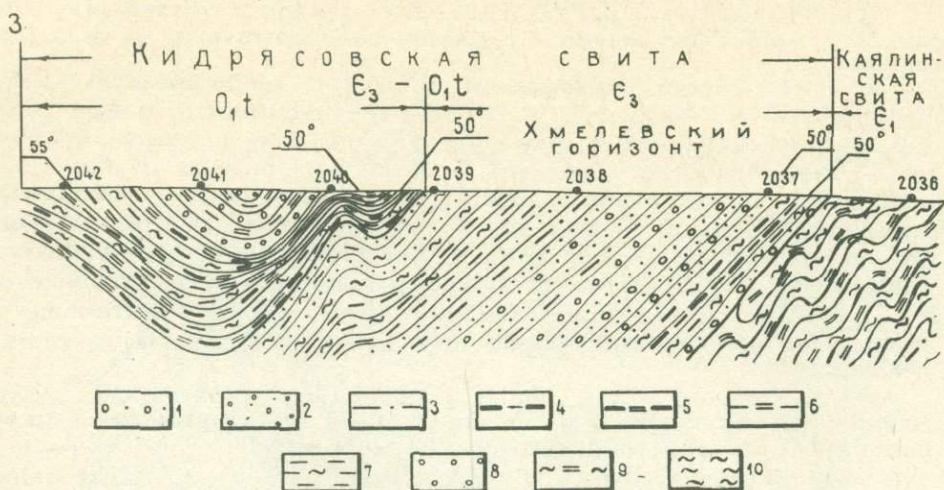


Рис. 2. Геологический разрез по руч. Баш-Калган.

1— гравелиты и грубозернистые песчаники, преимущественно кварцевого состава, 2— песчаники кварцевые, 3— алевролиты, 4— углисто-глинистые сланцы, 5— углисто-кремнистые сланцы, 6— глинисто-кремнистые сланцы, 7— глинистые сланцы и зеленые сланцы по ним, 8— кварциты (по песчаникам), 9— слюдисто-хлорито-кремнистые сланцы, 10— зеленые сланцы по вулканогенно-осадочным породам.

покровами основных эффузивов. Возраст херсонковской свиты — от верхов верхнего лландовери до низов верхнего лудлова. Залегает она согласно на блявинской.

Эта схема расчленения была принята геологами Рудной экспедиции МГУ (С. М. Кропачев, Г. Ф. Яковлев) с тем отличием, что они предлагали весь комплекс силурийских пород объединить в сакмарскую серию. Лишь субвулканические тела кислого состава, с которыми, по представлениям этих геологов, связано медноколчеданное оруденение Медногорского района, считались нижнедевонскими.

Л. Д. Чегодаев в 1967, 1970 гг. и Б. Ф. Хромых в 1967 г. признают наличие в районе раннесилурийских базальтоидов, выделяемых то в объеме блявинской свиты (Л. Д. Чегодаев), то в качестве нижней толщи сакмарской свиты (Б. Ф. Хромых). Кроме того, ими выделяется так называемая утягуловская свита среднедевонского возраста. Она разделяется на две подсвиты: нижнеутягуловскую с преобладанием базальтов и верхнеутягуловскую, обладающую пестрым составом: андезит-базальты, андезиты, дациты, липариты, их туфы, лавобрекчии и субвулканические тела.

В. Н. Колесников датирует вулканы утягуловской свиты как  $D_1$ .

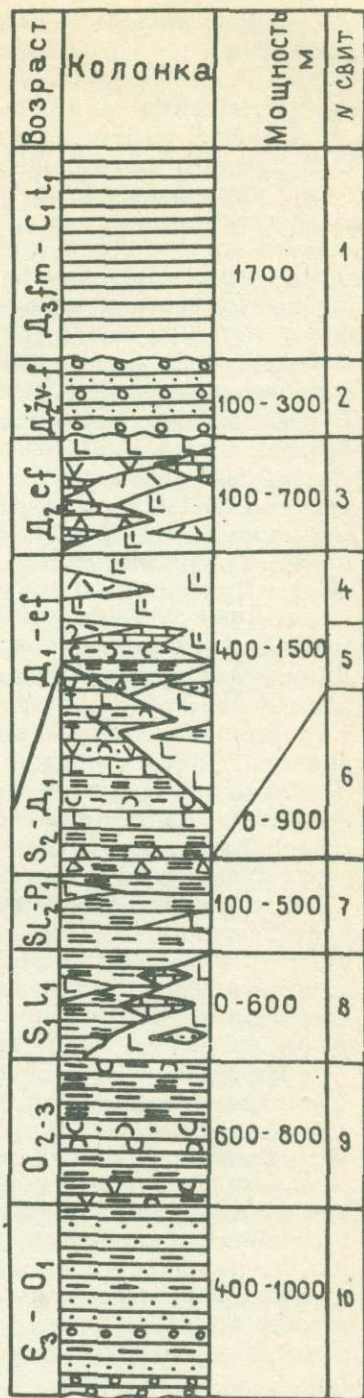
Б. И. Хворов в 1975 г. опять вернулся к схеме А. Д. Петровского и С. М. Кропачева и считал, что все вулканы района являются силурийскими и представляют фациальный аналог кремнистых сланцев сакмарской свиты.

Мы постарались кратко изложить историю и эволюцию взглядов большинства предшествующих исследователей на положение и возраст вулканогенных образований, вмещающих медноколчеданные месторождения Медногорского рудного района.

В результате обобщения и критической переработки материалов различных исследователей этого района, подкрепленной проведением небольшого объема полевых ревизионных работ, геологическое строение Кураганско-Сакмарской зоны сейчас представляется в следующем виде.

Рис. 3. Схематическая стратиграфическая колонка Кураганско-Сакмарской зоны (номера свит соответствуют указанным на колонке).

1— зилаирская свита: глинистые, глинисто-кремнистые, кремнистые сланцы, алевролиты, кварциты, кварцито-песчаники, граувакковые песчаники, флора хвощей; 2— подгоркинская толща (аналог айтпайской свиты); конглобрекчии полимиктового состава, гравелиты, песчаники, алевролиты, глинистые сланцы; в обломках известняков фауна ордовика (тремадока), силура и эйфеля; 3— утягуловская свита (верхняя подсвита): андезито-базальты, андезиты, порфириты и туфы того же состава, дациты, риолиты, риодациты, их туфы, лавобрекчии, прослой кремнистых туффитов, биогермы известняков с фауной эйфеля (верхнего эйфеля); 4— утягуловская свита (нижняя подсвита): диабазы, диабазовые порфириты, горизонты туфов базальтов и туфов смешанного состава, редкие потоки плагиориолитов, горизонты туффитов, кремнистых туффитов, в низах — прослой кремнистых сланцев; 5— шандинская свита; кремнистые конглобрекчии, конгломераты, гравелиты преимущественно кремнистого состава, кремнистые сланцы, туффоженно-осадочные и вулканогенные породы основного, среднего и кислого состава, линзы рифогенных известняков с фауной зоны *Fovosites regularissimus*; 6 — акчуринская свита (непосредственное наращивание вверх разреза сакмарской свиты): кремнистые брекчии, фтаниты, кремнистые сланцы, кремни с граптолитами зоны *Monograptus hercynicus*. Локальное проявление щелочных вулканитов (трахибазальтов, трахитов), их туфов, прослой вулканических гравелитов, песчаников, алевролитов и кремнистых сланцев с граптолитами зоны *Monograptus hercynicus*; 7 — сакмарская свита: глинисто-кремнистые, кремнистые, углисто-кремнистые сланцы, кремни с фауной граптолитов от среднего лландовери до надлудлова (пржидолия с фауной зоны *Monograptus Formosus*); редкие маломощные потоки базальтов (спилитов, вариолитов); 8 — караолинская толща (блявинская свита по А. Д. Петровскому, Л. Д. Чегодаеву): базальты, спилиты, вариолиты, диабазы, горизонты кремнистых сланцев, линзы и тонкие ленточные прослой песчаников и темно-серых, черных граптолитовых известняков с фауной нижнего лландовери; 9 — губерлинская (кураганская) свита: туфопесчаники, туфоалевролиты, алевротуффиты, глинистые и кремнисто-глинистые, кремнистые сланцы зеленовато-серой, светло-зеленой, розовой, розовато-красной окраски; в сланцах — на севере, вблизи устья Катралы — граптолиты лланвирнского яруса, на юге — остатки ракообразных, аналогичных ранне-среднеордовикским; 10 — кидрясовская свита: глинистые, кремнисто-глинистые, углисто-глинистые сланцы, алевролиты, песчаники, кварцито-песчаники, гравелиты и конгломераты преимущественно кварцевого состава; в сланцах и алевролитах — фауна брахиопод, трилобитов и граптолитов тремадока и верхнего кембрия (хмелевский горизонт).



В пределах зоны выделяется ряд синклиналиных структур (с севера на юг): Утягуловская, Блявинская, Ишмуратовская, Чебаклинская, Киндерлинская (рис. 2). Они выражаются локальными гравиметровыми аномалиями, выделяющимися на фоне регионального гравитационного минимума, отражающего допалеозойский метамор-

фический гнейсово-гранитный фундамент Центрально-Уральского поднятия.

Наиболее обоснованной представляется сейчас следующая схема стратиграфии силура и девона рассматриваемой зоны (рис. 3).

**Нижний силур.** Разрез начинается так называемой карамолинской толщей, залегающей в основании всех вулканических структур. Толща сложена афировыми натриевыми базальтами (спилиты, вариолиты) иногда с шаровой отдельностью и диабазами. Среди базальтов залегают резко подчиненные горизонты кремнистых, кремнисто-глинистых сланцев, мелкие редкие линзы песчаников и граптолитовых известняков темно-серого до черного цвета. На основании находок граптолитов в этих известняках возраст толщи определяется как раннелландоверийский, местами включающий нижнюю часть среднего лландовери. Мощность толщи от 700 до 1300 м (скв. 670). В отдельных разрезах, в частности в районе деревень Б. и М. Чураево, базальты выклиниваются, замещаясь толщей кремнистых сланцев перекрывающей сакмарской свиты. Толща равнозначна блявинской свите А. Д. Петровского и Л. Д. Чегодаева. По составу и возрасту она напоминает сугралинскую свиту Косистекского района [1] и аналогична дергайшской свите, выделенной В. Т. Тищенко в Вознесенско-Присакмарской зоне [4].

Данные о взаимоотношении с подстилающей губерлинской свитой ( $O_2-3$ ) противоречивы, так же как и само выделение этой свиты. Лишь на южном замыкании Блявинской синклинали наличие губерлинской свиты вроде бы не вызывает сомнения. Здесь в обрыве у ст. Блява В. Т. Тищенко, В. Л. Черкасовым и К. П. Евсеевым в алевролитах были отобраны органические остатки. По заключению Н. Ф. Никитина (устное сообщение К. П. Евсеева), эти остатки похожи на ракообразных, известных в раннем и среднем ордовике Казахстана. По данным Л. Д. Чегодаева, выше губерлинской свиты в этой структуре залегает толща базальтов нижнего лландовери.

Карамолинская толща ближе всего соответствует базальтовой недифференцированной (спилит-диабазовой) формации, которая вместе с близкими по возрасту частыми телами гипербазитов дунит-гарцбургитовой формации представляет офиолитовый комплекс ранних этапов прогибания. Судя по этому, описываемая толща должна залегать на нижележащих образованиях несогласно.

**Нижний — верхний силур** (сакмарская свита). В ее состав входят глинисто-кремнистые, кремнистые, углисто-кремнистые сланцы, кремни, фтаниты, содержащие обильные остатки граптолитов от среднего лландовери до надлудлова (пржидолия). Среди сланцев в отдельных местах залегают редкие маломощные потоки или силлы базальтов, аналогичных нижележащим. Наличие их и отмечаемое выше замещение вулканитов карамолинской толщи кремнистыми сланцами сакмарской свиты свидетельствует о постепенном переходе между ними. Мощность сакмарской свиты 100—300 м. Вместе с недифференцированными базальтоидами и ультрамафитами кремнистые образования сакмарской свиты входят в состав офиолитовой ассоциации.

**Нижний девон.** В районе отмечается два типа разреза отложений этого возраста. Один тип — наращивает непосредственно вверх разрез сакмарской свиты и по составу близок к ней. Это светлоокрашенные кремни, кремнистые сланцы, фтаниты, кремнистые брекчии, конглобрекчии. Изредка встречаются тонкие прослои глинистых сланцев и алевролитов. Этот тип разреза в районе Шайтантау и в бассейне рек Сакмары и Катралы был выделен в 1971 г. Л. Д. Чегодаевым в акчуринскую свиту. Полный разрез ее представлен на правом берегу Сакмары, против д. Акчурино, и по логу Сакмагуш. Мощность

свиты изменяется от 100 до 800 м. Возраст определяется по находкам раннедевонских граптолитов зоны *Monograptus hercynicus* как жединский, захватывает, возможно, часть эмского яруса, что по Унифицированной схеме западного и восточного склона Урала (1980 г.) соответствует лохковскому ярусу.

По данным Л. Д. Чегодаева и других, в основании свиты залегает горизонт конгломератов, гравелитов и песчаников кремневого состава, на основании чего делается заключение о несогласном залегании свиты.

По нашему мнению, акчуринская свита не что иное, как верхняя часть сакмарской свиты, а горизонты конгломератов и гравелитов находятся выше по разрезу. Кроме того, в ряде мест в кремнях акчуринской свиты найдены остатки позднесилурийских или позднесилурийско-раннедевонских граптолитов, что также свидетельствует о непрерывном характере разреза сакмарской — акчуринской свит.

Аналогичный непрерывный разрез кремнистых отложений, залегающих выше нижнеландоверийских базальтов дергаишской свиты, изучен В. Т. Тищенко [4] в районе д. Мазово в Вознесенско-Присакмарской зоне. Возраст кремнистых отложений, выделяемых в сакмарскую свиту, здесь определяется по граптолитам от среднего лландовери до верхнего лохкова.

Кроме кремнистых отложений в нижнем девоне Кураганско-Сакмарской и Эбетинско-Уралтауской зон отмечаются локальные проявления щелочных вулканитов, относимых нами к трахит-трахибазальтовой формации.

Вулканиты представлены мелкоподушечными базальтами, трахибазальтами, которым подчинены потоки трахитов и трахидацитов. Среди них залегают горизонты вулканомиктовых конгломератов, песчаников, алевролитов и кремнистых сланцев. В последних в пределах Киндерлинской структуры, в междуречье Киндерли и Чебаклы, в 3 км восточнее (аз. 70°) устья руч. Ижбулган, находится фауна граптолитов зоны *Monograptus hercynicus*, датирующая толщу жединским ярусом — D<sub>1</sub>.

Мощность этих отложений 300 — 400 м. Судя по щелочному характеру лав, присутствию в них калишпата и их строго локальному развитию, субщелочной вулканизм проявился, скорее всего, в зонах активизации, приуроченных к блокам ранней консолидации.

**Нижний — средний девон.** Выше кремнистых отложений акчуринской свиты в ряде мест на севере Кураганско-Сакмарской зоны и в пределах Хабарнинской седловинной синклинали залегает пестрая по составу толща пород, состоящая из кремнистых сланцев, светлых и черных кремней, кремнистых брекчий, тонкообломочных туфогенно-осадочных и вулканогенных образований основного, среднего и кислого составов. В толще на разных уровнях, и особенно часто в нижней ее части, залегают линзы и маломощные прослои рифогенных органических светлоокрашенных известняков. Иногда известняки брекчиевидные, конгломератовидные с довольно большой примесью сингенетического кремнистого материала. В известняках находится фауна кораллов зоны *Favosites regularissimus*, которая по Унифицированной схеме западного и восточного склона Урала датирует отложения ранним эйфелем — D<sub>2ef1</sub>.

Согласно решению девонской комиссии МСК, принятому 14 октября 1980 г., эта зона в разрезах Западной Европы (Арденны, Эйфельские горы) соответствует раннему девону в объеме эмского яруса. По этой причине мы считаем, что правильнее всего определять возраст описываемой толщи или пачки в интервале D<sub>1</sub> — ef<sub>1</sub>.

По составу и возрасту эти отложения сопоставляются с шандинской свитой Мугоджар, которая по обильным органическим остаткам

датируется кобленцским ярусом раннего девона или кобленц — ранним эйфелем. Мощность этих отложений в описываемой зоне изменяется от 0 до 100 м.

Как указывает А. А. Абдулин [1], отложения шандинской свиты сильно размыты и картируются иногда в виде небольших разобщенных «останцов» — мульд или глыб среди полей силурийских и ордовикских пород. Л. Д. Чегодаев пишет, что дополнительные трудности при выделении шандинской свиты обусловлены литологическим сходством ее, с одной стороны, с кремнистыми породами нижнего девона и силура, а с другой — с пестрыми туфогенно-осадочными породами губерлинской свиты. Последнее обстоятельство послужило тому, что большие поля вулканогенно-осадочных пород в Хабаровинской синклинали, где находятся многочисленные (около 40) выходы известняков ( $D_1-ef_1$ ), относились Б. И. Хворовым к среднему — верхнему ордовику, а выходы карбонатных пород рассматривались им как «экзотические» глыбы, не характерные для разреза и залегающие на любых подстилающих породах.

Как установлено В. Т. Тищенко, В. Л. Черкасовым и И. А. Смирновой в полевые сезоны 1979 — 1982 гг., эти известняки в районе нижнего течения рек Б. и М. Каяла и руч. Уак-Сай, на левобережье р. Урал, в 8 км к югу от с. Хабарное, занимают в разрезе совершенно определенное положение. Они залегают *in situ* в виде линз и прослоев длиной до 100 — 150 м при мощности до 20 м среди кремней и углито-кремнистых сланцев, охарактеризованных находками конодонтов В. П. Пучковым и К. С. Ивановым (не древнее верхов раннего девона). Кроме того, они в ряде случаев наблюдались в виде обломков и глыб в осадочной олистостромовой фации так называемой мазовской свиты верхнего лохкова — нижнего эйфеля, развитой в Вознесенско-Присакмарской зоне. Подстилаются эти отложения действительно разновозрастными образованиями от сакмарской до каялинской свит, а перекрываются базальтами, содержащими тонкие редкие потоки лав кислого состава и прослой туфогенно-осадочных пород.

В Кураганско-Сакмарской зоне подобные породы развиты довольно широко, слагают нижние части рудомещающих комплексов (нижнеутягуловская подсвита) в пределах Утягуловской, Блявинской и Чебаклинской структур. Учитывая локальный характер развития вышеупомянутой осадочной пачки ( $D_1-ef_1$ ), мы склонны считать, что в отдельных местах она выклинивается, а ее фаціальным аналогом является толща базальтов нижнеутягуловской подсвиты с подчиненными прослоями аналогичных осадочных или вулканогенно-осадочных пород (рис. 3). Нижнеутягуловская подсвита представлена подушечными и шаровыми диабазами и афировыми и микропорфировыми базальтами. Кислые дифференциаты, туфы и туффиты занимают резко подчиненное положение. Мощность подсвиты изменяется от 1500 — 1800 м на севере, в Утягуловской структуре, до 100 м на юге Блявинской синклинали.

По составу эти вулканы ближе всего соответствуют контрастной натриевой формации, образование которой происходило в тех же прогибах, что спилит-диабазовой и кремнистой формаций, но на более поздних этапах прогибания. Вопрос о возрасте этих отложений будет рассмотрен ниже.

**Средний девон (эйфель).** Вулканогенные породы верхнеутягуловской подсвиты развиты в тех же структурах, что и ранне-среднедевонские. Состав пород разнообразен: базальты, андезитобазальты, андезиты, андезитодациты, дациты, риолиты, их туфы, туфы смешанного состава, содержащие иногда обломки полнокристаллических пород — кварцевых диоритов, диоритов, тоналитов, плагиогранитов. Для толщи характерно обилие субвулканических комагматов основ-

ного, умеренно кислого и кислого состава. Мощность толщи 1500 — 1700 м.

Толща представляет непрерывную формацию, сменяющую во времени контрастную.

Образования нижеутягуловской и вышеутягуловской подсвети залегают между собой согласно. По отношению к нижележащим отложениям отмечаются признаки несогласного залегания (утыкание границ, срезание контактов и т. д.), часто имеющие характер обычных вулканических несогласий. Наряду с этим, по данным Б. Ф. Хромых и Л. Д. Чегодаева, утягуловская свита залегают со структурным несогласием на подстилающих отложениях сакмарской свиты.

Кроме того, базальты нижеутягуловской подсвети залегают на вулканогенно-осадочном горизонте с известняками  $D_1ef_1$ , на отложениях губерлинской свиты и на гипербазитах.

Конкретные геологические наблюдения, позволяющие пересмотреть возраст вулканитов Блявинского района, следующие.

1. В 2 км северо-восточнее д. Б. Чураево отмечаются глыбовые выходы органогенных известняков с фауной  $D_2$  в контакте с диабазами; контакт был вскрыт горными выработками (М. Д. Тесаловский, 1967 г., Б. Ф. Хромых, 1967 г.). В них видно, что вблизи глыбового выхода известняков в диабазах отмечаются округлые и угловатые глыбы известняка размером от 30 см до 30 м. Диабазы могут быть и субвулканическими, но они, по заключению Л. Д. Чегодаева, несомненно связаны с эффузивами, развитыми здесь же.

2. Базальты нижеутягуловской подсвети у пос. Бикташево, по данным В. Н. Колесникова, залегают выше кремней и кремнистых брекчий, содержащих граптолиты зоны *Monograptus hercynicus*.

3. На левом берегу руч. Осиновки у фермы подушечные базальтовые микропорфиры залегают на пачке кремнистых сланцев и кремнистых брекчий, среди которых находится линза или крупная глыба известняка с брахиоподами  $D_2ef$ . Обломки известняка, по данным Б. И. Хворова, находятся и в основании лавового потока. Западнее, в районе д. Калиновки, базальты залегают на известняках с фауной зйфеля, как указывают Л. Д. Чегодаев и другие [1971 г.] и М. Д. Тесаловский с соавторами [1967 г.].

4. Обломки известняков с брахиоподами и кораллами среднего девона находятся, по данным Б. Ф. Хромых и В. Н. Колесникова [1967 г.], в кислых вулканитах вышеутягуловской подсвети.

5. В ряде точек, шурфов и скважин Б. Ф. Хромых [1967 г.] и Л. Д. Чегодаевым [1970 г.] установлено, что эффузивы нижеутягуловской подсвети несогласно перекрывают кремнистые сланцы сакмарской свиты. Иногда в эффузивах содержатся ксенолиты нижележащих кремнистых пород.

6. Отмечается хаотическое расположение фауны в разрезе: верхнелландоверийской — ниже среднелландоверийской, нижнелландоверийской — выше лудловской. Такое положение фауны не позволяет говорить о нормальном залегании кремнистых сланцев силура в разрезе и определять по ним возраст вулканитов. Скорее всего, это объясняется, с одной стороны, тем, что сланцы сакмарской свиты собраны в крутые складки, а затем несогласно перекрыты потоками базальтов девона, а с другой — развитием надвиговых деформаций малой амплитуды.

В 1980 — 1982 гг. сотрудниками Института геологии и геохимии УНЦ В. Н. Пучковым и К. С. Ивановым в сакмарской зоне сделано несколько находок конодонтов в прослоях яшм среди основных эффузивов. Наряду с конодонтами раннего силура (точка 813) ими сделаны находки конодонтов, позволяющие говорить о существовании эффузивов девонского возраста (точки 816, 819, 833, 834 — рис. 1).

## ВЫВОДЫ

1. Имеющийся фактический материал, на наш взгляд, достаточно убедительно свидетельствует о существовании в Медногорском районе двух разновозрастных вулканогенных комплексов: раннесилурийского и ранне-среднедевонского.

2. Для контрастной формации (в объеме ее нижней толщи) наиболее обоснован раннедевонско-эйфельский, а для непрерывной — эйфельский возраст.

3. Многими исследователями района признается связь медноколчеданного оруденения с поясами кислых субвулканических тел. Последние сопровождают и завершают формирование вулканитов непрерывной формации. Отсюда следует вывод о том, что оруденение Медногорского рудного района имеет среднедевонский (эйфельский), а не силурийский или раннедевонский возраст, как считалось ранее.

4. Новая трактовка возраста рудовмещающих толщ и оруденения Медногорского района позволяет параллелизовать его с Гайским и другими рудными районами Магнитогорского прогиба.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Абдулин А. А. Геология Мугоджар. Алма-Ата: Наука, 1973, с. 89 — 100.
2. Анцигин Н. Я., Варганов В. Г., Наседкина В. А. О верхнем кембрии и нижнем ордовике Орского Урала. — Докл. АН СССР, 1970, т. 193, № 1, с. 155—158.
3. Стратиграфия и фауна ордовика Среднего Урала. /Анцигин Н. Я., Варганов В. Г., Наседкина В. А. и др. М.: Наука, 1973, с. 35 — 38.
4. Тищенко В. Т., Черкасов В. Л. Новые данные по стратиграфии силурийских и среднедевонских образований в южной (Оренбургской) части западного крыла Магнитогорского прогиба. — В кн.: Биостратиграфия и литология палеозоя Южного и Среднего Урала. Уфа: БФАН СССР, 1985, с. 3 — 13.

**ЭНДОГЕННЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОРЕОЛЫ УЧАЛИНСКОГО  
МЕДНОКОЛЧЕДАННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ****(Южный Урал)**

Учалинское месторождение залегает среди мощной пачки среднедевонских — эйфельских вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород контрастной риолит-базальтовой формации [4]. Оно пространственно и парагенетически связано с денудированной и деформированной вулканопольной постройкой [1, 2]. Линзообразная рудная залежь, имеющая меридиональное простирание и крутое падение к западу, висячем боку согласно перекрывается прерывистым горизонтом серицитизированных и хлоритизированных вулканомиктовых пород, содержащих рудокласты и слоистые руды, и частично измененными (серицитизированными, хлоритизированными, гематитизированными и эпидотизированными) подушечными лавами миндалекаменных базальтовых и диабазовых порфиритов с прослоями туфов и туфобрекчий основного состава.

Лежачий бок залежи сложен миндалекаменными базальтовыми и диабазовыми порфиритами, их шлаковыми брекчиями и разновозрастными вулканитами риолитового и риодацитового состава, наиболее ранние из которых подверглись гидротермально-метасоматическим преобразованиям.

Среди метасоматитов лежачего бока, непосредственно прилегающих к рудному телу, выделяются серицито-кварцевые, серицит-хлорито-кварцевые и хлорито-кварцевые разновидности, в различной степени минерализованные сульфидами.

Колчеданное оруденение представлено преимущественно сплошными и в подчиненных количествах прожилково-вкрапленными медными, медно-цинковыми и серноколчеданными рудами, сопровождающимися зонами рассеянной сульфидной минерализации.

Рудное поле месторождения разбито многочисленными нарушениями субмеридионального, северо-западного, северо-восточного и субширотного простираний. Руды и вмещающие их вулканиты пересекаются дайками диабазовых, андезитовых и габбро-диоритовых порфиритов и риодацитовых порфиров.

Основная масса вкрапленного оруденения приурочена к метасоматитам лежачего бока и представлена пиритом, реже халькопиритом и очень редко сфалеритом. Минералогическим картированием в метасоматитах лежачего бока была установлена продольная, вертикальная и поперечная зональность, заключающаяся в постепенном убывании содержания пирита, халькопирита и сфалерита от центра рудной залежи по простиранию и падению к ее флангам и от контакта сплошных руд на восток.

Наиболее интенсивно минерализованы сульфидами метасоматиты, примыкающие к раздувам колчеданной залежи. В породах базальтовой толщи всячего бока рудного тела наблюдаются редкие вкрапленники и прожилки сульфидов, мощность ореола распространения которых не превышает первых метров.

Гидротермально-метасоматические процессы, связанные с колчеданным рудообразованием, привели к выносу одних и привнесу других химических элементов в породах околорудного пространства. Так, в серицито-кварцевые породы привнесены Cu, Zn, Pb, Ba, Co, V; из них частично вынесены Ag и Tl. В серицит-хлорит-кварцевых метасоматитах происходит концентрация Cu, Zn, Pb, Ba, Co, Mn, Cr, V и вынос Ag и Zr. В частично-серицитизированные породы привнесены Zn, Pb, Ni, Mn и вынесены Co, Cr, Ti, V, Zr. Гематитизированные породы кислого и основного состава характеризуются более низкими фоновыми содержаниями меди (0,004%), чем неизменные породы такого же состава (0,007%). В них также наблюдаются пониженные содержания Zn, Pb, Ba, Co, Mn, Mo. Эпидотизированные породы обогащены Cu, Pb, Ni, Zr и обеднены Co, Ti, Ag.

Основными минералами-концентраторами элементов-примесей в гидротермально измененных породах являются сульфиды, которые распределены на месторождении неравномерно и присутствуют в форме рассредоточенной, прожилковой и гнездовой вкрапленности [1, 2, 6, 8.]. В прямой зависимости от содержания в измененных породах пирита, халькопирита и сфалерита находятся концентрации Co, Ba, In, Cd, Se, Te, Tl, Bi, Ga. Как показали минераграфические исследования, эти элементы большей частью находятся в сульфидах в виде изоморфной примеси, а также в форме включений и тонких прорастаний их минералов. При этом пирит является концентратором Co, As, Se, Te, Tl, Ni, халькопирит — Bi, In, сфалерит — Pb, Sb, In, Cd, Ge, Au, Ag.

Эндогенные геохимические ореолы месторождения относятся к типу закрытых с современным рудным уровнем эрозионного среза [3], распространяющихся в гидротермально измененных породах всячего и лежащего боков рудной залежи. Они представлены аномальными зонами концентраций элементов-индикаторов колчеданного оруденения — меди, цинка, свинца, кобальта, никеля, молибдена, серебра, бария, мышьяка и марганца. Содержания элементов-индикаторов в частично измененных породах всячего бока характеризуются незначительными увеличениями их концентраций у контакта с рудным телом и меньшими величинами, чем содержания этих элементов в метасоматических породах лежащего бока, где их концентрации находятся в прямой зависимости от мощности и интенсивности метасоматических преобразований (табл. 1).

Важной количественной характеристикой околорудных изменений вмещающих пород является распределение окисей калия и натрия. По данным Учалинской ГРП, содержание окиси калия в метасоматитах лежащего бока составляет около 3%. Для внешних зон метасоматической колонки ее содержание понижается до 1%. Распределение окиси натрия обратно распределению окиси калия. Наиболее низкими содержаниями  $\text{Na}_2\text{O}$  (менее 1,0%) характеризуются серицито-кварцевые метасоматиты. Величина отношения  $\text{K}_2\text{O}$  к  $\text{Na}_2\text{O}$ , максимальная (>8,0) у контакта рудного тела с метасоматитами лежащего бока, постепенно уменьшается с удалением от него на восток. Величина калий-натриевого отношения прямо пропорциональна количеству сульфидов в околорудно-измененных породах.

Ниже приводятся основные закономерности распределения элементов-индикаторов колчеданного оруденения в породах подрудной и надрудной толщ, в эндогенном ореоле рудной залежи по данным

## Результаты спектральных анализов проб, отобранных по 10 и 18 разведочным линиям Учалинского месторождения

№ проб	Место отбора			Разновидности метасоматитов и гидротермально измененных пород	Содержание элементов-примесей в п. 10 <sup>-3</sup> %									
	бок месторождения	№ уступа	Расст. от контакта рудного тела, м		Cu	Zn	Pb	Ag	Ba	As	Mo	Ni	Co	Mn
25	Профиль 10, лежащий бок	XIX	100	серицит-хлорито-кварцевая	5	1	н. о.	н. о.	8	8	н. о.	1	н. о.	1
26		XIX	80	серицито-кварцевая	20	50	5	005	8	8	008	3	н. о.	3
27		XX		альбитофир серицитизированный, хлоритизированный	10	30	1	005	8	8	н. о.	1	1	н. о.
29		XXI	60	зирванный	30	50	10	01	8	8	01	5	н. о.	1
30		XXI	40	серицито-кварцевая	10	100	100	3	8	8	01	1	5	1
31		XXII	20	—»—	10	30	30	н. о.	8	8	01	5	3	1
			10	—»—										
32	Профиль 18, висячий бок	XIX	40	диабазовый порфирит гематитизированный	5	10	н. о.	н. о.	5	5	н. о.	1	н. о.	н. о.
33		XIX	30	серицит-хлорито-эпидотовая порода	10	10	н. о.	н. о.	н. о.	5	н. о.	3	н. о.	н. о.
35		XX	20	диабазовый порфирит хлоритизированный, серицитизированный	5	10	н. о.	н. о.	н. о.	5	н. о.	3	н. о.	н. о.
36		XX	15	туф смешанного состава серицитизированный, хлоритизированный	10	50	н. о.	н. о.	8	8	н. о.	1	н. о.	н. о.
37		XXI	10	—»—	3	10	н. о.	н. о.	8	8	н. о.	1	н. о.	н. о.
38		XXI	5	—»—	5	20	н. о.	н. о.	8	8	н. о.	1	н. о.	н. о.

Примечание. Н. о. — не обнаружено.

геохимической съемки карьера, проведенной в 1967 — 1968 гг. Учалинской ГРП, скважин структурного профиля, а также по материалам геологической и геохимической документации, проводимой при эксплуатационных работах.

**Эндогенные геохимические ореолы подрудной толщи пород** характеризуются преобладанием вытянутых в меридиональном направлении зон, совпадающих с контурами гидротермально измененных пород, согласных с элементами залегания рудного тела и рудовмещающих пород. Первичные ореолы, имеющие зональное строение, по набору элементов сходны с химическим составом руд. Вертикальная зональность ореолов ориентирована поперек рудной залежи и метасоматических зон и обусловлена асимметричным характером размещения прожилково-вкрапленной минерализации. При этом выделяется зона мощностью 10 — 20 м, непосредственно прилегающая к массивным рудам, которая густо насыщена сульфидной минерализацией, и соответственно обогащена всем комплексом элементов-индикаторов. По простиранию рудной залежи наблюдается некоторое увеличение содержания Co, Mo и Cu в метасоматитах, подстилающих среднюю часть и раздувы залежи, а степень аномальности содержаний As, Pb, Ag и Zn увеличивается к ее флангам.

Широкое развитие ореола в подрудной толще и тесная пространственно-парагенетическая связь с метасоматитами указывают на преобладающую роль в их образовании гидротермально-метасоматических процессов.

**Эндогенный геохимический ореол в породах надрудной толщи** состоит из согласных и секущих структурных форм. Согласные зоны ореола приурочены к горизонту вулканомиктовых пород (туфы, туфобрекчии, туффиты), содержащих рудокласты и слоистые руды. Аномальные зоны здесь по мощности и степени концентрации рудных компонентов значительно уступают подрудным. Четкий ореол в породах кровли прослеживается лишь в маломощной оторочке хлоритизированных пород основного состава на контакте с рудой (0,1 — 0,5 м), где он представлен максимальным числом элементов. Эти ореолы эпигенетичны по отношению к рудной залежи и сформировались путем осаждения металлов из разбавленных рудообразующих растворов. Секущие части надрудного ореола представлены обособленными зонами Cu, Zn, Pb, Ag и As, удаленными от рудной залежи на 50 — 150 м. Они следуют вдоль тектонических нарушений северо-западного простирания и сопровождаются участками развития эпидотизированных диабазовых порфиритов среди их гематитизированных разновидностей. Эти зоны образовались, вероятно, в результате порудной гидротермальной деятельности рудогенерирующего очага и связаны с эксгаляционными поствулканическими процессами.

## ВЫВОДЫ

1. Эндогенный геохимический ореол Учалинского месторождения имеет резко асимметричное строение относительно плоскости рудного тела: в надрудной части он маломощен и слабо проявлен, в подрудной зоне обладает большой мощностью и интенсивностью.

2. Подрудная часть ореола вытянута в меридиональном направлении, совпадает с зоной гидротермально измененных пород, а надрудная — с элементами залегания слоистых пород и тектоническими нарушениями северо-западного простирания.

3. Элементный состав и зональность эндогенного ореола сходны с химическим составом и зональным строением рудного тела.

Выясненные особенности состава и строения эндогенного геохимического ореола подтверждают представления о вторичном крутопа-

дающем положении рудного тела Учалинского месторождения, первоначально формировавшегося гидротермально-осадочным или комбинированным способом [4, 5, 7, 9].

#### ЛИТЕРАТУРА

1. **Бородаевская М. Б., Михайлова М. С., Нафиков У. С.** Условия локализации колчеданного оруденения в пределах Учалинского рудного поля (Южный Урал).— Труды/ЦНИГРИ, 1960, вып. 37, с. 3 — 54.

2. **Бородаевская М. Б., Курбанов Н. И., Пирожок Н. И., Нафиков У. С.** Учалинский рудный район. — Труды/ЦНИГРИ, 1973, вып. 105, с. 105—111.

3. **Засухин Г. Н.** Геохимические поисковые критерии и признаки колчеданных месторождений Южного Урала. — В кн.: Поиски скрытого колчеданного оруденения на Урале. М.: Наука, 1983, с. 83 — 93.

4. **Ленных И. В.** К геологии колчеданного месторождения Учалы (Южный Урал).— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала, М.: Гостеолтехиздат, 1962, вып. 3, с. 37 — 54.

5. **Малахов А. А., Малахов Д. А., Скуратов В. Н., Чадченко А. В.** К генезису Учалинского колчеданного месторождения (Южный Урал). — Геология рудных месторождений, 1979, т. 21, № 5, с. 18 — 25.

6. **Петровская Н. В., Касьянов А. В.** Некоторые черты минералогии и генезиса Учалинского месторождения на Южном Урале. — Труды/ЦНИГРИ, 1960, вып. 37, с. 55 — 94.

7. **Пирожок П. И., Злотник-Хоткевич А. Г.** Новые данные о генезисе Учалинского колчеданного месторождения. — Докл. АН СССР, 1978, т. 242, с. 390 — 393.

8. **Чадченко А. В.** Условия локализации вкрапленного оруденения и опыт его промышленного использования на примере Учалинского медноколчеданного месторождения (Южный Урал). — Тезисы IV годичной конференции Тюменского отделения ВМО АН СССР. Тюмень, 1983, с. 151—153.

9. **Чадченко А. В.** К вопросу о палеовулканических условиях локализации Учалинского медноколчеданного месторождения (Южный Урал).— В кн.: Палеовулканические и тектонические условия образования колчеданных месторождений Урала. Уфа: БФАН СССР, 1982, с. 174. (V чтения памяти акад. А. Н. Заварицкого).

### ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СЕРЫ СУЛЬФИДОВ УЧАЛИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ВОПРОСЫ ЕГО ГЕНЕЗИСА

Учалинское колчеданное месторождение приурочено к интенсивно деформированной вулканической постройке центрального типа, сложенной породами риолит-базальтовой формации карамалыташской свиты [2,15]. В последнее время установлено, что первоначальное залегание руд и вмещающих пород было горизонтальным [1, 5, 7, 13]. Современное их крутопадающее положение связано с послерудными тектоническими процессами [5, 7]. Эти данные, а также присутствие рудокластов и слоистых хемогенно-осадочных руд в породах висячего бока Основной рудной залежи свидетельствуют, по мнению многих геологов, о гидротермально-осадочном генезисе Учалинского месторождения.

Руды месторождения сложены ранней пиритовой, халькопирит-пиритовой, сфалерит-пиритовой и барит-кварцевой с полисульфидами минеральными парагенетическими ассоциациями [9]. В рудном теле от лежачего к висячему боку закономерно сменяются текстурные типы руд: прожилково-вкрапленные в серицито-кварцевых метасоматитах, сплошные, рудокласты, слоистые. Среди сплошных руд в лежачем боку рудного тела широко распространены брекчиевые, а в его висячем боку — брекчиевидные руды [12, 13].

Изотопный состав серы сульфидов дает новую информацию к решению вопросов генезиса месторождения. Для этой цели пробы отбирались из различных генераций и парагенетических минеральных ассоциаций сульфидов, занимающих различное положение в рудном теле. Определения  $\delta^{34}\text{S}$  проводились Ю. П. Аршиновым в лаборатории изотопной хронологии и геохронологии докембрия ИГ БФАН СССР.

90% всех определений изотопного состава серы сульфидов находится в пределах значений  $\delta^{34}\text{S}$  от + 5 до  $-5^0/_{00}$ . Этот эмпирически установленный интервал вариаций соответствует гомогенной сере, предположительно глубинного источника [8, 11]. Остальная часть проб характеризуется вариациями значений  $\delta^{34}\text{S}$  от + 8 до  $-11\%$ , что свидетельствует о присутствии в сульфидах серы других источников. При этом наблюдается закономерное облегчение серы пирита от лежачего к висячему боку рудной залежи (табл. 1).

Аналогичная направленность в вариациях изотопного состава серы сульфидов выявлена и на месторождениях Шаканаи [11] и Эль-Теньенте [3]. Для первого из них обогащение сульфидов легким изотопом серы объясняется изменением физико-химических характеристик рудоотложения, а для второго — присутствием в рудообразующем растворе сульфат-иона. На Учалинском месторождении повышенные концентрации барита отмечаются также в рудных зонах, содержащих в целом облегченную серу.

Для выяснения зависимости изотопного состава серы сульфидов от кислотности — щелочности среды в одноименных пробах определялись изотопный состав серы сульфидов и рН суспензии. Ранее было показано, что рН суспензии руд и вмещающих их окolorудно-измененных пород близки к первоначальному и варьируют в зависимости от физико-химической обстановки рудоотложения [6].

Изучение показало уменьшение рН от 7,8 в неизмененных породах до 5,8 в сильно окварцованных и серицитизированных породах лежащего бока залежи. Наименьшие значения рН отмечены в сплошных рудах, в которых рН изменяется от 3,2 в подошве до 5,1 в кровле залежи. В слоистых рудах рН равняется 7,8. Между значениями рН и  $\delta^{34}\text{S}$  пирита основной массы руд наблюдается тесная зависимость, причем с повышенными значениями рН коррелируют отрицательные значения  $\delta^{34}\text{S}$ . Наиболее четко это видно на примере слоистых руд, в которых рН равняется 8,5, а  $\delta^{34}\text{S} = -7,4^0_{/00}$  (табл. 2).

Слоистые руды Учалинского месторождения являются образованиями осадочного происхождения [5], сформировавшимися в низкотемпературных условиях и в слабощелочной среде с рН = 8,5. В этих условиях сульфат-ион, присутствовавший в рудообразующем растворе, не может поглощать тяжелый изотоп. Экспериментально доказано, что изотопное равновесие в растворах устанавливается между сульфатной и сульфидной серой при температурах выше 200°C и только в нейтральной и кислой средах. В щелочной среде и при температурах ниже 200°C равновесие не наступает [4], следовательно, не будет и перехода тяжелого изотопа в сульфатную серу. Слоистые руды приурочены к туфопесчаникам и туфопелитам, содержащим сине-зеленые водоросли [2] и радиолярии. Это указывает на существование в период отложения руд условий, благоприятных для жизнедеятельности сульфат-редуцирующих микроорганизмов, которые и способствовали обогащению сульфидов легким изотопом. Такое предположение подтверждается замерами  $\delta^{34}\text{S}$  пирита слоистых руд без радиолярий, сложенных отсортированными обломками зерен пирита. Здесь все значения  $\delta^{34}\text{S}$  положительны (табл. 1). В хемогенно-осадочных рудах с радиоляриями, представленных глобулярными стяжениями и фрамбоидами пирита, все значения  $\delta^{34}\text{S}$  отрицательны.

Изотопный состав серы халькопирита из халькопирит-пиритовой минеральной ассоциации более тяжелый в рудах лежащего бока залежи по сравнению с рудами висящего бока. Аналогичная тенденция отмечается и для сфалерита из сфалерит-пиритовой ассоциации (табл. 1). Однако такая направленность не является характерной для всех сульфидов. Так, для сульфидов поздней кварц-баритовой с полисульфидами ассоциации отмеченная тенденция не характерна. Для нее типично облегчение изотопного состава от пирита к халькопириту, что свидетельствует о равновесных условиях кристаллизации [11]. Эти данные хорошо согласуются с геологическими выводами, которые указывают на формирование кварц-баритовой с полисульфидами ассоциации из псевдогидротермальных растворов после захоронения основной массы руд залежи [5, 13], а следовательно, и выравнивания палеотемпературного градиента.

Сопоставление средних изотопных определений серы сульфидов горизонтов 374 и 518 показало небольшие различия в значениях изотопных соотношений. Так, средние значения  $\delta^{34}\text{S}$  сульфидов 374 горизонта следующие: пирит — +1,1‰ (19 определений без учета слоистых руд); халькопирит — +0,6‰ (9 определений); сфалерит — +1,3‰ (11 определений). Минералы 518 горизонта характеризуются следующими значениями  $\delta^{34}\text{S}$ : пирит — +1,1‰ (20 определений); халькопирит — +0,4‰ (4 определения); сфалерит — +1,9‰ (7 определений). Эти данные показывают, что в сравнении с градиентом по

Изотопный состав серы рудообразующих минералов  
Учалинского месторождения

№ образца	$\delta^{34}\text{S}, \text{‰}_\text{D}$	Среднее	Описание минералов и их место в рудном теле
1	2	3	4
Пирит из слоистых руд всячего бока			
7062a	+ 1,6	+ 0,8	слоистые руды, сложенные обломками агрегатов зерен пирита
4	+ 0,1		
3a	- 1,9	- 2,8	слоистые руды, сложенные глобулярными стяжениями пирита и содержащие остатки радиоларий
3б	- 1,3		
7062б	- 0,8		
7061	- 7,4		
Пирит из сплошных руд			
661	- 1,5	- 2,9	тонкозернистые руды колломорфного строения, из всячего бока
681	- 1,1		
778	- 4,4		
787	- 1,1		
1168	- 0,5		
7147	- 0,1		
8у*	- 11,5		
373	+ 1,7	+ 2,3	мелкозернистые руды, из центральной зоны
398	+ 2,2		
414	+ 1,4		
450	+ 2,3		
1164	+ 4,0		
142	+ 4,1	+ 3,5	среднезернистые руды лежащего бока с полигонально-зернистым пиритом основной массы
884	+ 2,2		
1195	+ 6,2		
3737	+ 1,7		
Пирит из халькопиритовых и сфалеритовых прожилков			
210	- 0,7	+ 0,2	
260	- 0,1		
769	+ 2,9		
883	- 4,8		
1295	+ 4,2		
3737	- 0,2		
Халькопирит из прожилков в рудном теле			
562	- 0,8	- 1,0	всячий бок
1159	- 0,8		
7064	- 1,9		
7075	- 1,9		
41	+ 5,7	+ 2,0	лежащий бок
142	+ 3,0		
260	+ 1,3		
883	- 0,5		
3737	+ 4,0		
5759	+ 0,5		

1	2	3	4
Сфалерит из прожилков в рудном теле			
681	-1,5		висячий бок
769	-4,2		
1164	-1,1	-1,5	
1168	-0,7		
1295	-1,9		
7068	+0,9		
7073	-1,9		
Сфалерит из прожилков в рудном теле			
210	-0,8		лежачий бок
260	+1,3		
350	+4,5	+3,0	
414	+4,5		
883	+7,3		
3737	+1,5		
Сульфиды поздней кварц-баритовой с полисульфидами ассоциации			
2у*	+2,3	+2,4	пирит
8у*	+5,1		
336*	-0,8		
415	+2,9		
2у*	+1,6	-0,3	халькопирит
8у*	-2,5		
336*	-2,5		
415	+2,3		
2	-0,5	+0,1	теннантит
415	+0,7		
7076	+2,5	-0,3	борнит
7079	-0,5		
7078	-3,0		

\* Данные Г. Н. Пшеничного и П. И. Пирожка [10].

Таблица 2

Кислотность — щелочность (рН) суспензии пород и руд и  $\delta^{34}\text{S}$  пиритов

№ образца	Описание	Положение в контуре залежи	$\delta^{34}\text{S}$ , ‰	рН
Породы лежащего бока залежи				
7090	дацитовый порфирит	70 м от рудного тела		7,8
7050	серицито-кварцевый метасоматит	1,5 м от рудного тела		5,2
Рудное тело				
142	полигонально-зернистая	подошва	+4,1	3,2
373	руда	центр	+1,7	4,0
414	руда	центр	+1,4	4,1
661	колломорфная	кровля	-1,5	4,3
681	»	кровля	-1,1	4,3
778	руда	кровля	-4,4	5,1
Висячий бок залежи				
7061	Слоистая руда	0,5 м от рудного тела	-7,4	8,5
7130	Диабазовый порфирит	10 м от рудного тела		8,9

мощности рудной залежи градиент изменения  $\delta^{34}\text{S}$  по падению — минимальный. Приведенные результаты можно считать одним из доказательств в пользу горизонтального положения рудного тела в период его формирования.

Минералогическое картирование выявило закономерное изменение (от подошвы к кровле) структуры рудного агрегата от зернистого к колломорфному и размерности зерен пирита от 4 до 0,01 мм.

Сплошные руды в всياчем боку залежи сменяются слоистыми. Особенно четко их генетическое единство представлено в выклинках залежи, сложенных переслаиванием сплошных руд с вулканомиктовыми породами и слоистыми рудами. Последние подразделяются нами на две разновидности. Первая представлена перемытыми рудами, сформировавшимися за счет размыва сплошных руд. Они сложены отсортированными обломками зерен пирита и располагаются вблизи залежи сплошных руд. Вторая разновидность представлена гидротермально-осадочными рудами, сложенными глобулярными стяжениями и фрамбоидами пирита, среди которых встречаются остатки радиолярий. Эти руды наиболее удалены от рудного тела.

Изучение на лазерном микроанализаторе LMA-1 концентраций кобальта и никеля позволило выявить неповторяющийся тип скрытой минералого-геохимической зональности [12], характерной для залежей, формирующихся гидротермально-осадочным способом [14].

## ВЫВОДЫ

1. Изотопный состав серы пирита, халькопирита и сфалерита основных минеральных ассоциаций закономерно облегчается от лежащего к всиячему боку рудной залежи. Это указывает на близко одновременную кристаллизацию названных сульфидов при закономерном и однонаправленном изменении физико-химических условий рудообразования.

2. Данные по изотопии хорошо коррелируются с материалами минералого-геохимического изучения сплошных руд, выявивших в рудном теле неповторяющуюся минералого-геохимическую зональность, характерную для руд гидротермально-осадочного происхождения.

3. Одним из факторов, влияющих на облегчение изотопного состава серы сульфидов как в слоистых, так и сплошных рудах, является сульфат-редуцирующая деятельность микроорганизмов.

4. Изотопный анализ указывает на формирование кварц-баритовой с полисульфидами минеральной ассоциации в условиях, отличных от физико-химических параметров кристаллизации предыдущих минеральных ассоциаций.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Вахромеев И. С. Закономерности локализации колчеданного оруденения в Учалинском районе на Южном Урале. — В кн.: Вопросы геологии Урала. Свердловск: УФАН СССР, 1959, ч. 1, с. 121 — 135.
2. Грешнер С. Г. Эволюция геосинклинального вулканизма и некоторые особенности тектонического развития Тагило-Магнитогорской зоны Урала. — В кн.: Тектоника и магматизм Южного Урала. М.: Наука, 1974, с. 163 — 167.
3. Гриненко Л. Н., Нестеренко Г. В., Гриненко В. А. Источники серы сульфидных медных месторождений, связанных с андезито-базальтами. — В кн.: Геохронология и проблемы рудообразования. М.: Наука, 1977, с. 185—193.
4. Игумнов С. А. Экспериментальное изучение изотопного обмена между сульфидной и сульфатной серой в гидротермальном растворе. — Геохимия, 1976, № 4, с. 497—503.
5. К генезису руд Учалинского месторождения /Малахов А. А., Малахов Д. А., Скуратов В. Н., Чадченко А. В. — Геология рудных месторождений, 1979, т. 21, № 5, с. 18 — 25.

6. **Кислотность и щелочность** (рН) пород и руд баймак-бурибаевской свиты, Маланского рудного поля на Южном Урале /Малахов Д. А., Малахов А. А., Бейзеров Е. М., Скуратов В. Н. — Докл. АН СССР, 1977, т. 236, № 3, с. 725 — 728.

7. **Ленных И. В.** К геологии колчеданного месторождения Учалы (Южный Урал). — В кн.: Материалы по геологии полезных ископаемых Южного Урала. М.: Госнаучиздат, 1962, вып. 3, с. 37 — 54.

8. **Петровская Н. В., Гриненко Л. Н., Чувакин М. С.** Опыт применения изотопного анализа серы при изучении медноколчеданного месторождения Учалы (Южный Урал). — Геохимия, 1958, № 8, с. 727 — 734.

9. **Петровская Н. В., Касьянов А. В.** Некоторые черты минералогии и генезиса Учалинского месторождения на Южном Урале. М., 1960, с. 55 — 95. (Труды/ЦНИГРИ; Вып. 37).

10. **Пшеничный Г. Н., Пирожок П. И.** Параллельно-шестоватый пирит в рудах Учалинского медноколчеданного месторождения. — В кн.: Вопросы минералогии и геохимии руд и горных пород Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1976, с. 48 — 61.

11. **Рай Р., Омото Х.** Обзор исследований изотопов серы и углерода применительно к проблеме генезиса руд. — В кн.: Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. М.: Мир, 1977, с. 175 — 212.

12. **Скуратов В. Н., Павлов А. В., Чадченко А. В.** Кобальт и никель в пиритах Учалинского колчеданного месторождения. — В кн.: Минералого-геохимические особенности рудоносных комплексов Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1982, с. 55 — 58.

13. **Скуратов В. Н.** Палеорекострукция условий формирования Учалинского колчеданного месторождения. — В кн.: Раннегеосинклинальный вулканизм и металлогения Урала. Вулканизм докембрия некоторых регионов СССР. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1983, с. 92.

14. **Смирнов В. И., Еремин Н. И.** О минералого-геохимической зональности сульфидных рудных тел. — Записки Всесоюзного минер. общ-ва, 1976, ч. 105, вып. 5, с. 598 — 616.

15. **Учалинский рудный район** /Бородаевская М. Б., Курбанов Н. Х., Пирожок П. И., Нафиков У. С. — В кн.: Типы рудных районов колчеданосных провинций Южного Урала и Западного Казахстана. М., 1973, с. 105 — 111. (Труды ЦНИГРИ; Вып. 105).

## ЗОЛОТОРУДНЫЕ ФОРМАЦИИ СЕВЕРА МАГНИТОГОРСКОГО МЕГАСИНКЛИНОРИЯ

Район имеет специфические геологические особенности, обусловленные его положением в области замыкания Магнитогорского мегасинклинория, и в связи с этим характеризуется сближенными структурами, сокращенными разрезами, более интенсивно проявленными тектоническими движениями. Здесь обнажаются вулканогенные и осадочные породы палеозоя от ордовика до нижнекаменноугольного яруса. Они выполняют несколько структурно-формационных зон: Вознесенско-Присакмарскую синклинорную, Ирендыкскую антиклинорную, Центрально-Магнитогорскую синклинорную, Ахуново-Кацбахскую антиклинорную.

Геологическое строение Вознесенско-Присакмарской зоны резко отличается от других упомянутых структур. В ней нижняя часть разреза сложена офиолитовой формацией. Выше вся мощность структурного этажа представлена преимущественно терригенно-осадочными отложениями [7]. Геофизические материалы свидетельствуют о наложении палеозойского разреза зоны на метаморфические образования протерозоя, вскрытого в смежной зоне хр. Уралтау. В других структурных зонах палеозойский структурный этаж характеризуется вулканотерригенным разрезом, свойственным эвгеосинклинальным областям [9], и базальтовым типом коры в основании.

Золоторудные месторождения и рудопроявления севера Магнитогорского мегасинклинория исследователи систематизировали неоднократно. Одна из схем учитывает время формирования месторождений. Определение возраста последних основано на связи оруденения с интрузивами двух самостоятельных этапов магматизма: кварцевыми диоритами, гранодиоритами и плагиогранитами среднего палеозоя и гранит-порфирами, сиенит-порфирами позднего палеозоя [1, 2]. В каждой из возрастных групп различаются два структурных типа оруденения — «локализованный» и рассланцованных зон, которые представлены жильными и вкрапленными месторождениями. Месторождения среднего палеозоя характеризуются наличием в рудах золота, минералов меди и полиметаллическими ассоциациями сульфидов. В месторождениях позднего палеозоя доминирующая роль принадлежит золоту, которое сопровождается главным образом пиритом и халькопиритом.

Другая схема базируется на генетической природе месторождений и предусматривает два их типа: гидротермальный и остаточный. К остаточным месторождениям относятся зоны окисления типа «железных шляп». Гидротермальные месторождения отвечают следующим рудным формациям: 1) золото-сульфидной, 2) золото-полиметаллической, 3) колчеданной золотосодержащей, 4) золото-кварце-

вой, 5) золото-шеелитовой, 6) сульфидной медно-кобальтовой золото-содержащей, 7) неопределенной золотосодержащей. Первые пять формаций представлены месторождениями от одного до пяти минеральных типов. В приведенной классификации понятие формация приравнено к понятию семейства руд, или типа руд [4].

Генетическая классификация, созвучная с представлениями Д. А. Тимофеевского [6], предусматривает в описываемом районе выделение контактово-метасоматических и гидротермальных групп месторождений, которые отвечают соответственно золото-силикатной и золото-сульфидной формациям. Конкретные месторождения сгруппированы в минеральные и морфологические типы.

Приведенные схемы систематизации золотого оруденения района отражают разные этапы исследований. Каждая из них вносит элементы рационального, однако в них не учтены данные по глубинному строению и магматизму района в связи с корреляцией их с вещественным составом руд различных месторождений. Рациональная систематика месторождений золота «должна базироваться на закономерных различиях генезиса крупных групп месторождений, причем таких различиях, с которыми функционально связаны типовые особенности состава, строения и условий локализации руд» [3]. Такими различиями в рассматриваемом районе обладают месторождения золото-сульфидно-кварцевой и существенно сульфидной групп рудных формаций. Последние отвечают семейству колчеданных формаций. Они размещены в осевой части севера Магнитогорского мегасинклинория в зоне широкого развития вулканогенной риолит-базальтовой формации. Эта зона характеризуется погружением базальтового слоя до 12 и более километров и мощностью палеозойских вулканогенных пород 4—6 км [5]. Месторождения колчеданной формации в данной работе не рассматриваются.

Месторождения золото-сульфидно-кварцевой группы формаций (табл. 1) размещаются в обрамлении осевой части Магнитогорского мегасинклинория, характеризующегося типичными эвгеосинклинальными условиями формирования. Вознесенско-Присакмарская структурно-формационная зона западного обрамления мегасинклинория, в пределах которой размещены главные объекты изученных нами месторождений золото-сульфидно-кварцевой группы формаций, представлена типом земной коры, переходным к миогеосинклинальному. Сейсмические и гравиметрические материалы предполагают погружение гранитного слоя зоны с запада на восток. Распространение рассматриваемых месторождений в данной зоне не контролируется, как в случае колчеданных формаций, строгой приуроченностью к определенным вулканогенным или осадочным образованиям. В их размещении важную роль, по-видимому, играют структурные факторы, создающие благоприятные рудолокализирующие условия [8]. Те же структурно-тектонические факторы нередко контролируют продукты специфического интрузивного и жильного магматизма, с которыми во многих случаях парагенетически связано золотое оруденение.

По величине сульфидно-кварцевого отношения [4] месторождения золото-сульфидно-кварцевой группы формаций отвечают малосульфидному (5% сульфидов) и умеренно сульфидному (10—15% сульфидов и более) типам. Известно, что малосульфидные руды в районе не имеют промышленного значения, образуют вкрапленный ореол, оконтуривающий богатые сульфидами (в рассматриваемом районе — умеренно сульфидные) промышленные руды. Следовательно, в пределах рассматриваемой территории малосульфидные руды не представлены самостоятельной рудной формацией.

Сближенные структуры, многократное проявление магматизма

по одним и тем же совпадающим и пересекающимся тектоническим зонам рассматриваемой территории обусловили наложение некоторых золото-сульфидно-кварцевых месторождений на другие. Наиболее яркими представителями гибридных формаций являются апоскарновые проявления, в которых процесс золотого рудообразования лишь пространственно совмещен со скарнами, но оторван от них во времени (Ургунское, Кутуевское рудопроявления).

В Вознесенско-Присакмарской зоне месторождения имеют простой минеральный и геохимический тип руд, но при этом обнаруживают заметные различия. Они размещаются в пределах зоны, закономерно усложняя состав продуктивных минеральных ассоциаций с запада на восток. Такое изменение состава руд хорошо согласуется с геологическим строением Вознесенско-Присакмарской структурно-формационной зоны, выраженной в отмеченном ранее погружении гранитного слоя ее основания с запада на восток и в увеличении в том же направлении в разрезе палеозойского структурного яруса количества офиолитов и других вулканогенных и интрузивных образований.

В месторождениях, расположенных у западной границы зоны, продуктивной ассоциацией является пирит с незначительными количествами арсенопирита и в отдельных случаях с халькопиритом. Видимые выделения золота здесь редки.

В месторождениях, расположенных восточнее, пирит является золотоносным только в интенсивно гидротермально измененных раздробленных диабазовых и углисто-глинистых сланцах. Халькопирит, сфалерит, галенит, встречающиеся в них, не входят в состав продуктивных ассоциаций. Пирротин и магнетит также не являются характерными минералами этих ассоциаций, хотя и образуют порой значительные скопления. Для золотоносного пирита свойственна обогащенность такими элементами, как никель, кобальт, медь, иногда мышьяк. В отдельных месторождениях указанного района отмечается неравномерное обогащение руд серебром, при этом собственные его минералы не известны. Соответственно обогащенные серебром руды не обладают формационной самостоятельностью. Таким образом, месторождения и рудопроявления в пределах Вознесенско-Присакмарской зоны можно отнести к золото-пиритовому и золото-арсенопирит-пиритовому минеральным или соответственно золото-железистому и золото-мышьяково-железистому геохимическим типам.

В пределах Ирендыкской зоны и частично на западной границе Центрально-Магнитогорской зоны продуктивные ассоциации золоторудных месторождений обогащены или сложены, главным образом, халькопиритом. Эти месторождения объединены нами в самостоятельный золото-халькопирит-пиритовый минеральный или золото-медно-железистый геохимический тип. Во внешней части собственной эвгеосинклинальной области, т. е. в зоне, смежной с Вознесенско-Присакмарским синклинорием, развиты месторождения и рудопроявления более сложного минерального состава. Для них характерно наличие нескольких типов руд в пределах каждого месторождения: золото-пиритовый, золото-сфалерит-пиритовый, золото-халькопирит-сфалерит-пиритовый, золото-галенит-сфалерит-пиритовый, золото-полиметаллический. Содержание золота в них закономерно возрастает от первого к последнему типу, растет также величина серебряно-золотого отношения от 1,3 до 5,3.

Перечисленные типы руд в пределах конкретных месторождений распределяются зонально, хотя широко известны примеры наложения их один на другой. Золото-пиритовые руды распространены наиболее широко и располагаются во внешних зонах месторождений, а последние золото-полиметаллические руды концентрируются в центральных

Схема систематики золоторудных формаций севера Магнитогорского мегасинклинория

Группы рудных формаций	Рудные формации		Субформации гибридных месторождений	Геологические типы земной коры	Минеральные типы руд	Геохимические типы руд
	глубинность	тип руд				
Золото-сульфидно-кварцевые	Средних глубин	Умеренно сульфидный	Гибридная апо-скарновая	Переходный к миогеосинклинальному типу коры (Вознесенско-Присакмарская зона)  Эвгеосинклинальный тип коры (на границе зоны погружения базальтового слоя)	Золото-пиритовый Золото-арсенопирит-пиритовый Золото-халькопирит-пиритовый  Золото-пиритовый Золото-сфалерит-пиритовый Золото-халькопирит-сфалерит-пиритовый Золото-галенит-сфалерит-пиритовый Золото-полиметаллический	Золото-железистый Золото-мышьяково-железистый Золото-медно-железистый  Золото-железистый Золото-цинково-железистый Золото-медно-цинково-железистый Золото-свинцово-цинково-железистый Золото-полиметаллический
Существенно сульфидные	Субмаринные поверхностные, малых и частью средних глубин	Колчеданный		Эвгеосинклинальный тип коры		Золото-свинцово-медно-цинково-железистый

частях рудных зон. Месторождения указанной переходной области (по сравнению с месторождениями Вознесенско-Присакмарской зоны) обогащены серебром, кадмием, теллуром. Они имеют некоторые черты сходства с расположенными во внутренней части эвгеосинклинальной области колчеданными месторождениями.

Золоторудные формации и типы месторождений севера Магнитогорского мегасинклинория сведены в табл. 1.

Из изложенного следует, что в северной части Магнитогорского мегасинклинория выявляется отчетливая широтная зональность в расположении золоторудных месторождений, обусловленная особенностями глубинного строения этой мегаструктуры. Зональность выражается в постепенной смене минеральных и геохимических типов руд от наиболее простых вблизи Главного Уральского разлома до сложных полиметаллических в Центрально-Магнитогорской структурно-формационной зоне.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бородаевский Н. И., Четырборская И. И. Систематика типов промышленных месторождений золота. — В кн.: Вопросы геохимии и рудообразования. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1977, с. 91—101.
2. Бородаевский Н. И., Боглинский А. П., Казаринов А. И. Промышленные типы золоторудных и золотосодержащих месторождений. М., 1968, с. 178—188. (Труды/ЦНИГРИ; Вып. 79).
3. Петровская Н. В. Минеральные ассоциации в золоторудных месторождениях Советского Союза. М., 1967, с. 78—112. (Труды/ЦНИГРИ; Вып. 76).
4. Петровская Н. В. Самородное золото. М.: Наука, 346 с.
5. Прокин В. А. Закономерности размещения колчеданных месторождений на Южном Урале. М.: Недра, 1977. 171 с.
6. Рудные формации эндогенных месторождений. Т. 2. Формация эндогенных месторождений золота, колчеданов, свинца, цинка и ртути/Петровская Н. В., Сафонов Ю. Г., Шер С. Д. и др. М.: Наука, 1976. 395 с.
7. Салихов Д. Н., Бердников П. Г., Митрофанов В. А. Зоны тектонической активности позднего палеозоя в Магнитогорском мегасинклинории. — В кн.: История геологического и геоморфологического развития Урала. Уфа: БФАН СССР, 1982, с. 38—45.
8. Сопко П. Ф. Типы золоторудных месторождений Башкирии и некоторые закономерности их размещения. — В кн.: Условия локализации рудных месторождений на Южном Урале. Уфа: БФАН СССР, 1977, с. 59—72.
9. Фролова Т. И., Бурикова И. А. Геосинклинальный вулканизм М.: МГУ, 1977. 266 с.

**СТРУКТУРА И УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ  
ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНОГО ОРУДЕНЕНИЯ  
ИЛЬИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ**

Ильинское рудное поле расположено в северной части Магнитогорского мегасинклинория, в зоне крупного Тунгатаровского разлома северо-восточного простирания и приурочено к депрессионной структуре, выполненной вулканогенными и вулканогенно-осадочными отложениями, представляющими промежуточные и удаленные фации риолит-базальтовой формации  $D_2$  [3].

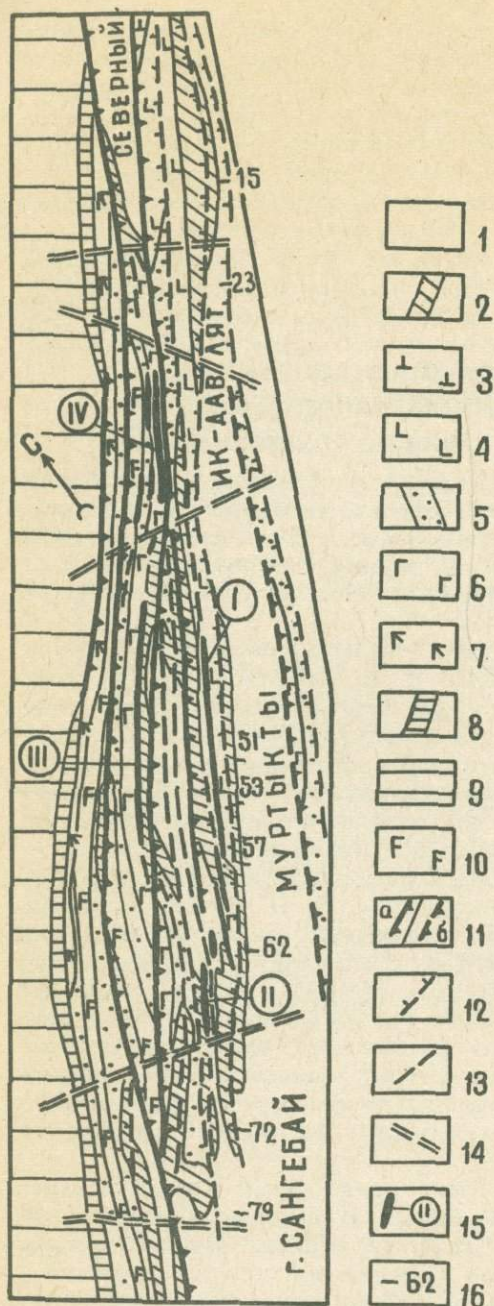
Геологическое строение рудного поля изучали М. В. Смирнов, Ю. П. Меньшиков, В. П. Непочатых, В. П. Трахтман, Э. О. Олин, А. П. Бахтина и др. В настоящее время существует несколько точек зрения на возраст и фациальный состав вмещающих пород и структуру рудного поля. По представлениям большинства исследователей, рудовмещающими являются отложения улутауской свиты  $D_2\dot{z}v_2$  и прорывающие их интрузии диабазов [5], контактирующие с запада по Тунгатаровскому разлому с вулканитами ирендыкской свиты  $D_1 - D_2ef_1$ . Структура рудного поля В. П. Трахтманом [1982 г.] рассматривается в виде сильно сжатой синклинали, В. П. Непочатых трактует как моноклираль с зонами межпластовых срывов и складками высоких порядков [5]. По М. В. Смирнову [1972 г.] и Ю. П. Меньшикову [1979 г.], рудное поле характеризуется развитием пологих складок, осложненных мелкой складчатостью и крутопадающими разломами.

Проведенные автором литолого-фациальное расчленение рудовмещающего разреза и структурно-петрофизические исследования позволили уточнить основные черты структуры рудного поля и выявить возможный палеотектонический режим на разных этапах его формирования.

По нашим данным, в рудном поле представлен полный разрез среднего девона общей мощностью 800 м. В основании разреза залегает пачка слоистых туфов и туффитов андезито-базальтового и кислого состава, вулканомиктовых и кремнистых пород, содержащих эффузивные тела андезито-базальтов. Мощность пачки составляет 50—90 м. Характерно присутствие в обломках продуктов кислого и андезито-базальтового вулканизма, в том числе типичных ирендыкских пироксен-плаггиоклазовых порфириров, по-видимому, рассматриваемые отложения представляют возрастной аналог выделяемой в южных районах Магнитогорского мегасинклинория Г. И. Водорезовым, В. А. Масловым и другими [4] гадиловской толщи  $D_2ef_2$ .

Вышележащий рудовмещающий разрез разделяется на три толщи: нижнюю — осадочно-вулканогенную мощностью 200—400 м, среднюю — вулканогенно-осадочную мощностью 40—200 м, верхнюю — терригенно-кремнистую мощностью 200—300 м (рис. 1).

В целом для рудного поля характерно сокращение мощности вмещающих пород на его западном фланге, вблизи контакта с ирен-



Р и с. 1. Схема геологического строения Ильинского рудного поля. Составил С. Е. Знаменский с использованием материалов Ю. П. Меньшикова и Э. О. Олина.

1—8— среднедевонские отложения:  
 1— терригенно-кремнистая толща (кремнистые, глинисто-кремнистые сланцы с прослоями вулканомиктовых пород и туффов смешанного состава); 2, 3— вулканогенно-осадочная толща (2— туфы и туффы основного состава с прослоями кремнистых пород, базальтовых и андезито-базальтовых порфиритов; 3— дацитовые порфириты, лавобрекчии риолитовых порфиритов); 4—7— осадочно-вулканогенная толща (4— верхняя пачка: базальтовые, андезито-базальтовые и диабазовые порфириты с прослоями туффов и кремнистых пород; 5—6— средняя пачка: 5— грубообломочные туффы смешанного состава с прослоями кремнистых пород, базальтовых порфиритов; 6— диабазы и диабазовые порфириты; 7— нижняя пачка: диабазы и диабазовые порфириты); 8— пачка туфов и туффов андезито-базальтового и кислого состава с прослоями кремнистых и вулканомиктовых пород; 9— вулканиты ирендыкской свиты; 10— субвулканические и гиповулканические диабазы и габбро-диабазы; 11— надвиги; а) установленные, б) предполагаемые; 12— взбросы; 13— сбросы; 14— поперечные разломы; 15— рудные зоны: I— Восточная, II— Промежуточная, III— Западная, IV— Ик-Давлят; 16— номера поисково-разведочных профилей.

дыкской свитой, появление в составе средней толщи на северном фланге вулканитов кислого состава, фациальная смена с севера на юг вулканогенного разреза вулканогенно-осадочным.

Интрузивные образования представлены субвулканическими и гиповулканическими диабазами и габбро-диабазами, образующими пластовые залежи среди пород нижней толщи. По петрографическим и петрохимическим особенностям они близки к вмещающим эффузивам.

В рудном поле выделяются четыре участка, разграниченные субширотными разломами: Северный, Южный (г. Сангебай), месторождение Ик-Давлят и месторождение Муртыкты, объединяющее три рудные зоны (рис. 1).

СЗ

ЮВ

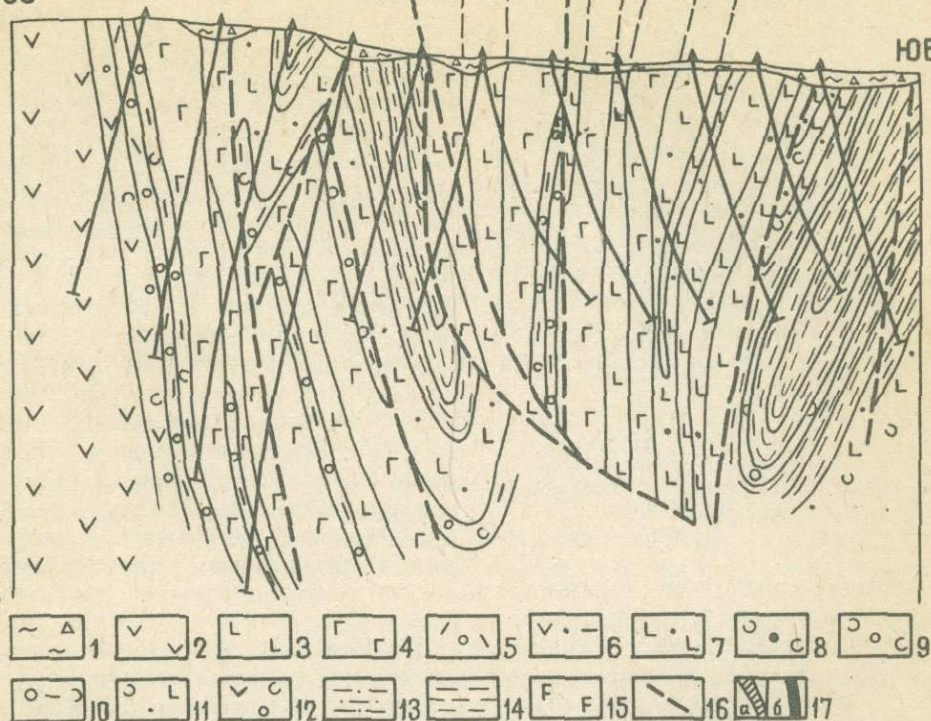


Рис. 2. Схематический разрез по профилю № 15.

1— четвертичные отложения; 2— вулканы ирендыкской свиты; 3—14— среднедевонские отложения: 3— базальтовые и андезито-базальтовые порфириды; 4— диабазы и диабазовые порфириды; 5— туфы кислого состава; 6— туфы и туффиты андезито-базальтового состава с прослоями кремнистых пород; 7— туфы и туффиты основного состава с прослоями кремнистых пород; 8— туфоконгломераты; 9— туфогравелиты; 10— переслаивание кремнистых сланцев, туфоалевролитов, туфопесчаников и туфогравелитов; 11— кремнистые сланцы и вулканомиктовые песчаники с обломочным материалом основного состава; 12— вулканомиктовые песчаники, гравелиты и конгломераты с прослоями кремнистых пород; 13— кремнистые сланцы; 14— кремнистые, глинисто-кремнистые сланцы с прослоями вулканомиктовых пород; 15— субвулканические диабазы; 16— разрывные нарушения; 17— зоны оруденения, выделяемые по данным опробования СВГРЭ: с низкими (а) и высокими (б) содержаниями золота.

Основными элементами структуры рудного поля являются крупные линейные складки северо-восточного простирания и сопряженный с ними надвиг, оперяющие его продольные сбросы и взбросы, а также поперечные субширотные разломы (рисунки 1, 2, 3, 4). Соскладчатый разлом взбросо-надвигового типа установлен вдоль его западного фланга. Нарушение представлено двумя круто падающими к юго-востоку поверхностями разрыва, разделяющими породы на моноклираль и тектоническую чешую. Последняя является крутым юго-восточным крылом и ядром надвиговой антиклинали. Северо-западное крыло складки редуцировано и срезано поверхностью надвига.

Тыловая зона надвига характеризуется развитием полных линейных синклинальных и антиклинальных складок. Ядра антиклиналей сложены породами нижней и средней толщ. В осевых частях



ложена вдоль взброса с крутым падением к северо-западу. На широте Промежуточный рудной зоны и в пределах горы Сангебай складка виргирует, распадаясь на серию более мелких шовных антиклиналей, и постепенно к югу затухает. Крупная антиклинальная структура намечается по данным в основном поверхностного картирования в восточной части рудного поля.

Перечисленные крупные структуры осложнены дополнительной многопорядковой дисгармоничной складчатостью. Среди мелких складок выделяются два типа: складки волочения, обнаруживающие закономерное опрокидывание осевых поверхностей в сторону антиклиналей, и складки, осложняющие более крупные структуры по принципу нормальных антиклинорий и синклинорий.

Отчетливо выражена ундуляция зеркала складчатости по простиранию, фиксирующая поперечные прогибы (южный склон горы Сангебай, центральная часть месторождения Муртыкты) и поднятия (участок Ик-Давлят, южный фланг месторождения Муртыкты и северный склон горы Сангебай) складчатой структуры рудного поля. Участки сочленения поперечных блоков обычно осложнены субширотными разломами.

Надвиг имеет северо-восточное простирание (аз. пд. 20—40°), согласно с простиранием пород, и представлен двумя круто падающими к юго-востоку (углы падения 60—90°) поверхностями разрыва, сходящимися в южной части рудного поля. Нарушение выполаживается с глубиной. Амплитуда смещения по северо-западной плоскости, по-видимому, достигает 600—800 м, а по юго-восточной — максимальна в пределах блоков, представляющих поперечные поднятия, где составляет 500—600 м, тогда как в пределах поперечных прогибов не превышает 200—300 м.

Наиболее крупными нарушениями сбросового типа являются три разлома, осложняющие западную синклиналию складку на участке Муртыкты, а также разрывные нарушения, вмещающие Западную рудную зону и некоторые другие. Сбросы имеют крутое падение к юго-востоку под углами 50—90°, прослеживаются по простиранию на расстоянии до 4—4,5 км. Амплитуда смещения по ним достигает 100—150 м. Взбросы характеризуются падением к северо-западу под углами 60—90°. Вертикальная амплитуда смещения составляет десятки — первые сотни метров. К нарушениям этого типа относится взброс, расположенный вдоль осевой поверхности рудоносной антиклинали. Нарушение прослеживается через все рудное поле, и на южном замыкании складки расщепляется на серию кулисно-сменяющих друг друга разломов. Крупные взбросы картируются на юго-восточном крыле антиклинали, на восточном фланге рудного поля, вдоль намечаемой здесь антиклинали, а также в пределах Северного участка и месторождения Ик-Давлят. По взбросам и сбросам фиксируются подчиненные сдвиговые смещения. Особенности разломов являются: а) межформационный характер — частое наследование контактов пород; б) преимущественное развитие складок вдоль осевых поверхностей. Представлены они зонами расщепления, дробления, разрывами с тектонической глиной, нередко сериями мелких нарушений, сопровождаются приразломной складчатостью и кливажем, будинажем и оперяющими нарушениями. Строение разломов зависит от состава вмещающих пород.

Поперечные субширотные разломы, как уже отмечалось, разграничивают области восстания и погружения зеркала складчатости. По нашим данным, по субширотным разломам происходит ступенчатое сокращение в разрезе в южном направлении эффузивных образований, что, вероятно, свидетельствует о их синвулканическом заложении. Отметим, что картируемые в подземных горных выработках

небольшие поперечные разломы обычно разделяют блоки с разной амплитудой смещения по крупным взбросам.

Мелкие дизъюнктивные нарушения представлены надвигами с юго-восточным падением, продольными и диагональными взбросами и сбросами, в основном оперяющими крупные разломы. В различных типах пород проявлена тектоническая трещиноватость.

С целью выяснения палеотектонической обстановки на складчатом этапе развития рудного поля нами были проведены массовые замеры трещин в горных выработках, вскрывающих антиклинальную складку, вмещающую Восточную и Промежуточную рудные зоны. Определение палеотектонических полей напряжений производилось по методу М. В. Гзовского [2]. Наблюдения показывают, что последовательность формирования систем трещин скалывания и отрыва, направления смещений по сколовым трещинам определяются знаком смещения по крупным складчатым разломам, с которыми сопряжена трещиноватость. Наиболее развиты в пределах антиклинали разломы (взбросы) северо-западного падения. Около взбросов выделяются следующие основные генерации трещин скалывания и отрыва:

1) трещины скалывания с взбросовыми смещениями (аз. пд.  $285 - 310^\circ \angle 55 - 80^\circ$ ) и субгоризонтальные трещины отрыва и скалывания с взбросовыми (падение в основном к юго-востоку) и сбросовыми (падение к северо-западу) смещениями;

2) трещины скалывания с левыми (аз. пд.  $95 - 110^\circ \angle 55 - 85^\circ$  и аз. пд.  $265 - 280^\circ \angle 50 - 75^\circ$ ) и правыми (аз. пд.  $10 - 45^\circ \angle 45 - 85^\circ$  и аз. пд.  $190 - 225^\circ \angle 45 - 85^\circ$ ) взбросо-сдвиговыми смещениями. Вместо трещин скалывания северо-западного простирания часто образуются правые кулисные ряды отрывов;

3) трещины скалывания с левыми (аз. пд.  $75 - 90^\circ \angle 60 - 80^\circ$  и аз. пд.  $245 - 260^\circ \angle 50 - 75^\circ$ ) и правыми (аз. пд.  $0 - 340^\circ \angle 60 - 85^\circ$  и аз. пд.  $155 - 180^\circ \angle 60 - 80^\circ$ ) и взбросо-сдвиговыми смещениями.

Реконструируемое по первой генерации трещин поле напряжений имеет близгоризонтальное вкрест простирания пород положение оси алгебраически минимальных нормальных напряжений и крутое — максимальных напряжений. Ось  $\sigma_2$  ориентирована вдоль оси складчатости. Такое распределение напряжений характерно для складок продольного изгиба [1, 2] и, по-видимому, отвечает этапу формирования антиклинальной структуры.

Образование трещин второй и третьей генераций происходило в условиях субгоризонтального положения минимальных и максимальных и крутой ориентировки средних главных нормальных напряжений. Ось  $\sigma_3$  имела пологое падение к северо-западу (аз. пд.  $310 - 350^\circ$ ), иногда к юго-востоку. Угол между этой осью и плоскостями главных разломов составлял  $45 - 85^\circ$ . Максимальные растягивающие усилия действовали в направлении, близком к простиранию пород. Согласно экспериментальным исследованиям М. В. Гзовского [2], такое поле напряжений обычно возникает при левосдвиговых смещениях в обстановке дополнительного сжатия. Вероятно, сжимающие усилия действовали с некоторым вращательным моментом, в данном случае против часовой стрелки, вызвавшим сдвиговые смещения по крупным разломам. Судя по положению оси  $\sigma_2$ , вращение происходило в плоскости, наклоненной под углом  $20 - 45^\circ$  к горизонту. Условия тангенциального сжатия господствовали относительно длительное время. Сформировавшиеся взбросы первой генерации, первоначально имевшие северо-западные падения, подверглись повороту, образовав тупой угол с направлением максимального сжатия, и в современной структуре представлены сбросами юго-восточного падения. Наблюдаемые ныне взбросы северо-западного падения следует рассматривать

как зоны скалывания второй генерации. Отметим, что появление зон скалывания второй генерации обычно происходит, если сокращение по оси максимального сжатия достигает 40% [1].

Интенсивность сжатия была неодинакова в различных частях рудного поля. Наибольшие сжимающие напряжения, по-видимому, испытывал участок Ик-Давлят, о чем, в частности, свидетельствуют максимальные по сравнению с другими частями рудного поля амплитуды смещений по надвигу и оперяющим его взбросам. Минимальной деформации подвергся Южный участок (южный склон горы Сангебай), где вмещающие породы имеют моноклиналиное залегание, осложненное малоамплитудными складками и флексурами.

В пределах рудного поля известны четыре минерализованные зоны: Восточная, Промежуточная и Западная, входящие в состав месторождения Муртыкты, и рудная зона месторождения Ик-Давлят. Небольшие рудные тела выявлены на участке Муртыкты между Западной и Восточной зонами.

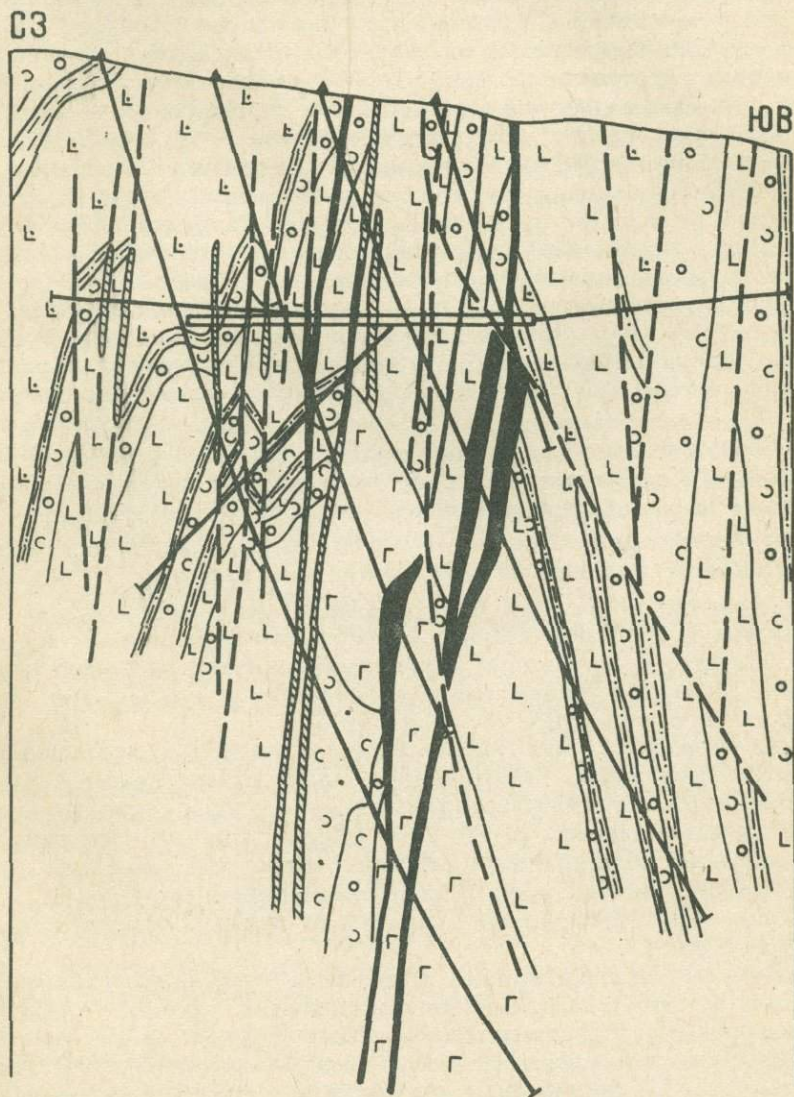


Рис. 5. Схематический разрез по профилю 53. Условные обозначения см. на рис. 2.

**Восточная рудная зона** приурочена к южному замыканию шовной антиклинальной складки. Оруденение представлено серией круто падающих в основном к северо-западу рудных тел, среди которых выделяются два структурных типа: 1) весьма выдержанные по простиранию и падению тела, приуроченные к соскладчатым взбросам второй генерации; 2) сложные по форме рудные тела, связанные с развитием в основном в висячем боку крупных взбросов мелких оперяющих разломов и трещин (рисунки 3, 5). Крупные рудные тела располагаются кулисообразно по правилу правой руки вдоль осевых поверхностей антиклинальных складок, осложняющих главную антиклиналь. Характерно увеличение мощности рудных тел на участках искривления и выполаживания взбросов по падению.

Оруденение второго типа наиболее интенсивно развито в пределах блоков, испытывавших максимальную амплитуду вертикальных перемещений по крупным взбросам. Выявляется вертикальная зональность в распределении рудных тел, выражающаяся в уменьшении количества рудоносных нарушений при движении по разрезу сверху вниз. На глубоких горизонтах оруденение представлено отдельными телами первого структурного типа. Золоторудная минерализация развивается преимущественно в верхней пачке базальтовых и андезитобазальтовых порфиритов, содержащих прослойки кремнистых пород и грубообломочных туффилов осадочно-вулканогенной толщи и среди туфов и туффилов основного состава средней толщи. Строение рудных тел зависит от состава вмещающих пород. В целом могут быть выделены два морфологических типа рудных тел: жильные тела и зоны прожилково-вкрапленной минерализации. Разломы юго-восточного падения являются локальными экранирующими структурами.

**Промежуточная рудная зона** приурочена к антиклинальной складке представляющей юго-западную ветвь рудоносной антиклинали, вмещающей Восточную зону, и по существу, является ее западной кулисой. Оруденение локализуется в пределах северо-западного крыла складки, осложненного двумя крупными сбросами, в слоистых породах средней толщи и в меньшей степени в пачке переслаивания базальтовых и андезитобазальтовых порфиритов и туффилов осадочно-вулканогенной толщи (рис. 4). Вмещающими являются взбросы северо-западного падения и оперяющие их нарушения, развитые преимущественно в висячем боку крупных разломов. Рудные тела представлены в основном зонами прожилково-вкрапленной минерализации. Отчетливо проявлена экранирующая роль разломов первой генерации. Данные бурения свидетельствуют о сокращении количества и мощности рудных тел с глубиной.

**Западная рудная зона** расположена в пределах тектонической чешуйчатой структуры, ограниченной плоскостями надвига. Оруденение приурочено к межпластовому срыву — сбросу юго-восточного падения (углы падения  $70-90^\circ$ ) и оперяющим его нарушениям, развитым в зоне контакта пород нижней и средней толщ (рис. 3). По данным разведочного бурения, рудовмещающее нарушение имеет форму, близкую к S-образной. Количество рудных тел сокращается вниз по разрезу.

В целом для месторождения Муртыкты устанавливается вертикальная зональность в распределении оруденения. Глубокие горизонты месторождения представлены единичными телами. Зона развития пород средней толщи и верхней пачки осадочно-вулканогенной толщи характеризуется максимальным проявлением оруденения жильного и прожилково-вкрапленного типа.

Среди терригенно-кремнистых пород известны лишь небольшие по мощности и с невысокими содержаниями рудные тела в централь-

## ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов В. В. Структурная геология. М.: МГУ, 1971, с. 243—262.
2. Гзовский М. В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджанского антиклинория. М.: Изд-во АН СССР, 1963, ч. 3 и 4. 543 с.
3. Знаменский С. Е., Сначев В. И. Литолого-фациальный контроль в зоне Тунгартаровского разлома на Южном Урале.— В кн.: Тектонические и палеовулканические условия размещения колчеданных месторождений. Уфа: БФАН СССР, 1982, с. 147—148.
4. Маслов В. А. Девон восточного склона Южного Урала. М.: Наука, 1980, с. 14—47.
5. Непочатых В. П. Условия локализации и закономерности размещения прожилково-вкрапленного сульфидного оруденения в среднедевонских породах северной части Магнитогорского мегасинклинория (Южный Урал). М., 1981. Деп. в ВИНТИ, № 4272—81.
6. Плюснин К. П. Методика изучения тектонических структур складчатых поясов. Пермь, 1971. 215 с.

Св. план, 1985, поз. 8

ВУЛКАНИЗМ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ

Редактор *Н. Д. Трапезникова*  
Технический редактор *Ф. Г. Гайфуллин*  
Корректор *Р. М. Габдуллина*

Сдано в набор 24. 05. 85. Подписано в печать 12. 09. 86. П04727. Формат 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>.  
Бумага тип. 2. Физ. печ. л. 7,5. Условн.-печ. л. 10,50. Уч.-изд. л. 9,8. Тираж 400 экз.  
Заказ № 1125. Цена 1 р. 50 к. Фотонабор. Офсетная печать.

---

Уфимский полиграфкомбинат Госкомиздата БАССР, г. Уфа-1, пр. Октября, 2.

Цена 1 р. 50 к.

