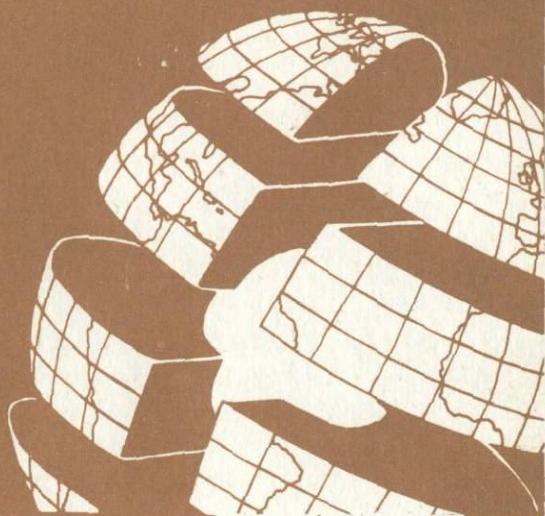


В. В. Авдонин

Издательство
Московского
университета



ГЕОЛОГИЯ

ГИДРОТЕРМАЛЬНО-ОСАДОЧНЫЕ

ПОРОДЫ РУДОНОСНЫХ

ВУЛКАНОГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ



1994

В.В.Авдонин

ГИДРОТЕРМАЛЬНО-ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ РУДОНОСНЫХ
ВУЛКАНОГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ

Издательство
Московского университета
1994



5327

ББК 26.325
А 18
УДК 552.213

Рецензенты:

кандидат геолого-минералогических наук
А.Л.Дергачев
кандидат геолого-минералогических наук
В.Б.Шишаков

Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Московского университета

Авдониин В.В.

А 18 Гидротермально-осадочные породы рудоносных вулканогенных комплексов. - М.: Изд-во МГУ, 1994. - 184 с.: ил.
ISBN 5-211-03185-7

Учебное пособие содержит изложение основных положений фациального и фациального анализа рудоносных вулканогенных комплексов. Основная часть работы посвящена мало изученной в настоящее время группе околорудных пород, сопровождающих вулканогенные стратиформные месторождения. В книге впервые подробно рассмотрены условия образования, закономерности структурной приуроченности гидротермально-осадочных пород. Изложена методика палеофациального картирования, охарактеризованы возможности применения различных методов исследования, приведены примеры детального изучения гидротермально-осадочных пород.

Для студентов, изучающих основы палеофациального анализа, и специалистов в области геологии рудных месторождений.

077(02)-94-заказное

ISBN 5-211-03185-7

ББК 26.325

© Московский государственный
университет, 1994

В В Е Д Е Н И Е

Одной из важнейших задач геологии рудных месторождений на современном этапе является изучение закономерностей размещения и локализации месторождений полезных ископаемых для повышения эффективности поисково-разведочных работ и создания научной основы прогнозирования. Формационный и фациальный анализ служат ведущими методами прогнозно-металлогенических исследований. Главной целью спецкурса "Палеофациальный анализ рудоносных комплексов" является ознакомление студентов с основными положениями концепции связи месторождений с геологическими формациями, главнейшими закономерностями локализации оруденения, обусловленными фациальными особенностями рудоносных комплексов.

В первой части книги кратко изложены общие вопросы формационного и фациального анализа. Основное внимание при этом уделяется проблемам изучения рудоносных вулканогенных формаций. Вторая, основная часть, посвящена мало изученной в настоящее время группе околорудных пород, сопровождающих вулканогенные стратиформные месторождения. В книге впервые подробно рассмотрены условия образования, закономерности размещения гидротермально-осадочных пород на основе палеовулканологических данных и анализа современных гидротермальных систем. Изложена оригинальная методика палеофациального картирования, выявления локальных вулканических структур, оценки их рудоносности. Охарактеризованы возможности применения различных методов исследования (химический, рентгено-структурный, ИК-спектроскопический, электронномикроскопический, локального микроанализа и др.). Приведены примеры детального изучения гидротермально-осадочных пород, использования полученных данных в палеовулканологических реконструкциях и прогнозных исследованиях.

При составлении учебного пособия использованы материалы Н.Е.Сергеевой, С.И.Федосовой, Г.И.Крутовой, А.Л.Дергачева.

І. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

І.І. Общие сведения

Термин "формація" существует в геологической литературе уже около 200 лет и, естественно, за это время менял свое содержание и приобретал различные значения. Так, в частности, в США этим термином обозначают стратиграфические единицы.

К понятию формации геологи пришли наблюдая повторение крупных толщ одинаковых пород, совокупностей пород в различных районах и относящихся к разному возрасту. М.А.Усов отмечал, что "толща осадков, образовавшихся в данном районе при сходных условиях и в непосредственной последовательности, еще в конце ХУІІІ в. получила название формация". Пожалуй, одними из первых были выделены, точнее замечены и определены такие комплексы пород, как флишевые, аспидные, спилито-кератофировые, молассовые и др.

Основоположниками учения о формациях являются Н.С.Шатский и Н.П.Херасков. Н.С.Шатский так определял формацию: "Формациями мы называем такие естественно выделяемые комплексы пород, отдельные члены (слои, толщи, фации и др.) которых тесно парагенетически связаны друг с другом как в вертикальном возрастном отношении, так и в горизонтальном пространственном отношении".

Таким образом, не генетическая близость объединяет породы одной формации, а их тесные парагенетические связи, которые в частных случаях могут быть обязаны и генетической близости. Например, вулканогенно-осадочные формации сложены породами магматического и осадочного происхождения, между которыми, очевидно, нет генетической близости. С другой стороны известны формации известняковые, гранитовые и другие, породы которых генетически близки, а в некоторых случаях и однородны.

Значение парагенезисов пород аналогично значению минеральных парагенезисов - они являются важнейшими поисковыми признаками, основой для установления происхождения отдельных пород и т.д.

Существование и широкое распространение парагенетических ассоциаций пород является давно и хорошо установленным фактом. При геологическом картировании обычно выделяют и прослеживают не породы, а их ассоциации. Давно было замечено, что некоторые удивительно сходные ассоциации пород повторяются в различных регионах и в отложениях разного возраста. Это приводило к неправильным возрастным сопоставлениям. Поэтому наиболее выразительные из таких ассоциаций были выделены еще до того, как было понято их научное значение. Таковы флиш, некоторые красноцветные, угленос-

ные отложения, основные вулканические породы, объединяемые под названием траптов, ассоциация диабазов, спилитов, кератофилов и др. Эти ассоциации было невозможно подвести под понятие фации, они не укладывались в стратиграфические рубрики и их неизменно называли формациями, хотя генезис их был неясным, а во многих случаях и сейчас остается спорным.

Н.С.Шатский считал, что формация представляет собой естественный закономерно построенный комплекс, а не произвольный набор пород и фаций. "Если горные породы есть обязательный парагенезис минералов, если минерал есть парагенезис элементов, то формация есть парагенезис горных пород, слоев и свит". Продолжая эту аналогию можно сказать, что как горная порода определяется составом слагающих ее минералов и особенностями строения - структурой и текстурой, - так и формация определяется составом слагающих ее пород и внутренним строением, выраженным взаимоотношениями пород, закономерностями их чередования, формами тел и их размерами и т.д. В составе формаций можно различать обязательные, постоянные члены и необязательные, непостоянные. В качестве примера Н.С.Шатский приводил соленосную формацию, в которой каменная соль и ангидрит являются постоянными членами, а карбонатные и терригенные породы - непостоянными.

Формации представляют собой крупные геологические тела, они разделяются естественными геологическими границами. Формации могут отделяться друг от друга резкими перерывами, могут быть связаны постепенными переходами. Независимо от характера границ могут фиксироваться и внутриформационные перерывы. Перерыв лишь тогда является межформационным, когда он совпадает со сменой парагенезисов пород.

Формации представляют собой достаточно крупные единицы. Они охватывают большие площади, поскольку развиваются в пределах крупных структур I порядка - прогибов и поднятий подвижных поясов, синеклиз, антеклиз, плит, платформ и др. Этим обусловлена неоднородность строения формации в разных частях структур. В ряде случаев благодаря тому, что указанные структуры распадаются на области, характеризующиеся различными режимами развития, - формация в этих областях приобретает определенные черты, выраженные и в составе пород и в их сочетаниях. Эти обстоятельства дают возможность подразделять формацию на более мелкие единицы - подформации, а их - на комплексы. При этом следует иметь в виду, что и те и другие являются формационными образованиями, т.е. обладают основными признаками формаций (представлены парагенетическими ассоциациями пород, устойчивыми и повторяющимися).

В соответствии с практикой формационных исследований целесообразно определение нижнего предела геологического объема понятия формации. А.Ф.Белоусов считает, что собственно формационное исследование начинается с образований регионального уровня. Поэтому наименьшие формационные единицы должны представлять собой некоторые породные ассоциации, имеющие уже региональное значение. По его мнению, для магматических и осадочных ассоциаций территориальные рамки наименьших формационных единиц удовлетворительно определяются границами частных тектоно-формационных зон регионального масштаба (элементарные первичные прогибы и поднятия, или их крылья, или резко тектонически разделенные блоки и ступени в геосинклинальных и орогенных системах, на материковых и океанических платформах; речь идет о тех палеотектонических единицах, которые существовали одновременно с процессами формирования соответствующих ассоциаций пород. В соответствии с неодинаковыми размерами указанных тектонических элементов в областях разного тектонического типа размеры площадей, занимаемых разными комплексами, существенно различны.

Геологические формации связаны с конкретными структурами, в пределах которых они образуются. При этом установлено, что формации часто образуют закономерные ряды, смена одной формации другой отражает этапы развития структуры. Н.С.Шатский обратил внимание на то, что смена формаций снизу вверх в значительной степени соответствует чередованию формаций по латерали, т.е. здесь иногда проявляется известный закон Головкинского-Вальтера.

По Н.П.Хераскову, среди формаций можно различать:

- 1) широко распространенные - корообразующие и редкие - акцессорные;
- 2) типоморфные - характерные для определенных условий образования и распространения и не типоморфные, руководящие для отложений того или иного этапа развития;
- 3) формации сквозного или проходящего через несколько этапов типа.

1.2. Осадочные формации

Изложенные выше общие особенности в большей степени относятся именно к осадочным формациям.

Н.М.Страхов так определял осадочную формацию: "Каждый парагенетический комплекс осадочных пород, развитый на более или менее значительных участках земной коры и обязанный своим возникновением длительному локальному развитию какой-либо модификации любого типа осадочного процесса, есть формация осадочных пород.

Поэтому выделение формаций должно базироваться на:

- 1) определении типа осадочного процесса, который зафиксирован в разрезах на данной площади;
- 2) выяснении тех модификаций установленного типа седиментогенеза, какие обусловили образование осадочных толщ, представленных в разрезе;
- 3) разъяснении строения выделяемых формаций, их мощностей в разных пунктах развития, фациальных зон внутри формаций, их петрографического состава, особенностей наложения и т.д."

Характеризуя особенности строения осадочных формаций, Н.П. Херасков отмечал:

1. Формация может состоять из одного или нескольких геологических тел приблизительно одного и того же возраста.

2. Формация может совпадать с какой-нибудь из единиц местной стратиграфической шкалы, но это совпадение не обязательно, так как выделение тех и других преследует разные цели. Границы толщ и свит должны быть изохронны, а границы формаций могут быть скользящими.

3. Важнейшим признаком формации является не только ее вещественный состав, но и строение. Основа методики выделения формаций в анализе строения разрезов. Хороший пример значения строения — флиш, для которого решающими являются признаки строения.

Выделяются несколько типов строения формаций:

- 1) однородный слой, пачка (аспидная, известняковая формация);
- 2) переслаивание или чередование одних и тех же пород, пачек и др. (флиш);

3) направленная последовательность (базальт-андезит-дацит-риолитовая, или базальт-риолитовая формации).

Главные затруднения при выделении формаций создают направленные последовательности с простыми и особенно со сложными членами.

Характерной чертой осадочных формаций является то, что они, как правило, занимают весь объем структурно-формационной зоны, в пределах которой и образуются. Таким образом, латеральные границы формаций совпадают с границами структурно-формационных зон. На мелкомасштабных разрезах фиксируются не только вертикальные, возрастные ряды, но и по латеральным границам формаций можно установить границы геологических структур.

Основным типам структурных элементов земной коры свойственны определенные геологические формации, фиксирующие различные этапы развития этих структур, в связи с чем можно выделить несколько

основных групп формаций.

Платформенные формации образуются в условиях слабо дифференцированных тектонических движений с малыми скоростями и относительно небольшими амплитудами. Они распространены на обширных территориях, характеризуются небольшой мощностью и выдержанностью. Многие из таких формаций распространены не только в пределах древних и молодых платформ, но и в подвижных областях в периоды их временной стабилизации. Из осадочных формаций для платформ характерны кварцево-песчаная, каолиново-песчаная, меловая, опоквая, угленосно-боксито-железистая, галогенная и др.

Геосинклинальные формации образуются в обстановке резко дифференцированных движений с большими скоростями и амплитудами. Им свойственны значительные и резко меняющиеся мощности, невыдержанность по площади. На разных этапах развития подвижных зон в них образуются осадочные формации, включающие аспидную, яшмовую, кремнисто-сланцевую, известняковую, граувакковую, рифогенную, флишевую и др.

1.3. Магматические формации

Магматические формации обладают некоторыми специфическими особенностями, отличающими их от осадочных. Ю.А.Билибин писал: "Под интрузивной формацией мы понимаем совокупность пород, которые: 1) встречаясь всегда в совместном развитии, представлены одной и той же петрографической ассоциацией, более или менее постоянной даже в очень удаленных друг от друга областях своего развития и в условиях различного геологического возраста; 2) приурочены в пространстве к определенным тектоническим областям, а во времени к определенной фазе тектонического цикла, т.е. к определенной тектономагматической обстановке; 3) обнаруживают ряд геохимических, петрохимических и минералогических особенностей, указывающих на их происхождение из магм сходного состава в результате одного и того же процесса их эволюции; 4) характеризуются одними и теми чертами металлогении". Это определение, как считал Ю.А.Кузнецов, является полным и точным, хотя и содержит излишнее уточнение о необходимости приуроченности "в пространстве к определенным тектоническим областям, а во времени к определенной фазе тектонического цикла".

Ю.А.Кузнецов в качестве основного отличия магматических формаций от осадочных указывал на их двойственное положение в ряду геологических формаций. В одних случаях магматическая может быть конкретным проявлением геологической формации, в других - она является только частью сложных по составу формаций. Для первого

типа примерами могут служить все интрузивные формации (гипербазитовая, анортозитовая, батолитовых гранитов и др.), в которых осадочные породы если и присутствуют, то только в виде ксенолитов, контактовых роговиков и т.д. Магматические формации второго типа — в основном эффузивные, базальт-риолитовые, диабазовые, андезит-дацитовые), в которых магматические образования тесно ассоциируют с осадочными породами, образуя вместе с ними единые сложные по составу комплексы (рис. 1).

Длительность образования формаций различна: траппы Сибирской платформы формировались в течение всей перми и части триаса (т.е. около 45 млн лет), базальт-риолитовая формация Рудного Алтая образовалась в интервале от эмса до раннего фамена (почти 30 млн лет), базальтовая Охотско-Чукотского пояса занимает один палеоценовый век палеогена (около 10 млн лет). По мнению Е.К.Устиева, формации образуются в течение 10-30 млн лет, что соответствует длительности одного этапа в цикле тектоно-магматической эволюции. В возрастном отношении осадочные и магматические формации вполне соизмеримы. А их пространственные границы различаются принципиально. Осадочные формации представляют собой, как правило, единое геологическое тело, занимают весь объем структуры, в пределах которой образуются; в разрезе они ограничены контактами с более древними, подстилающими и более молодыми перекрывающими формациями, по латерали граничат с одновозрастными формациями соседних структурно-формационных зон. Иначе решается вопрос с границами магматических формаций. По Е.К.Устиеву, пространственные границы их определяются естественными пределами тех структурно-формационных зон, с развитием которых связано их образование, и в которых они локализованы в виде отдельных, нередко весьма ограниченных по размеру тел. В этом отношении сложные вулканогенно-осадочные формации подобны осадочным.

В течение многих лет в проблеме магматических формаций имеет место некоторая терминологическая неопределенность. Попытки Ю.А. Кузнецова вслед за Н.П.Херасковым обосновать необходимость выделения абстрактного понятия "формации" или "формационного типа" в качестве полнокровного члена таксономического ряда формационных единиц, привели его к тому, что эквивалентом геологической формации в магматической геологии был признан магматический комплекс. С другой стороны, многие исследователи под комплексом понимают сообщества пород более низкого, чем формация, ранга, т.е. некоторые обособленные части формаций.

По определению Ю.А.Кузнецова, магматический комплекс — кон-

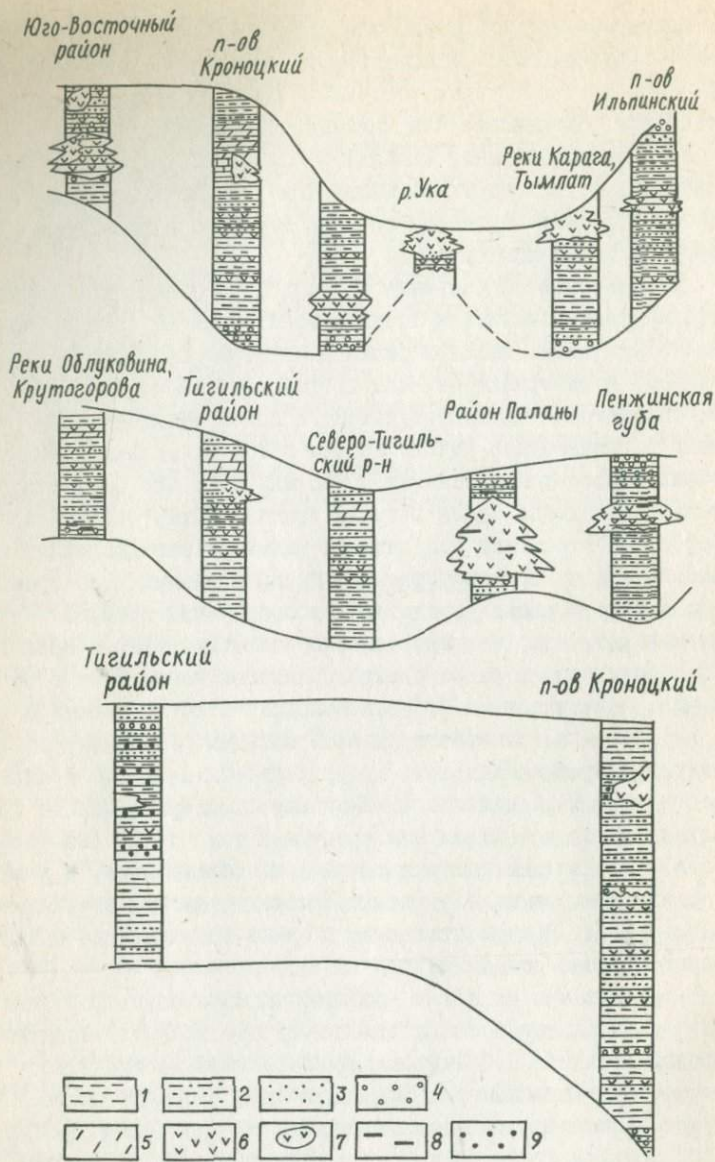


Рис. 1. Схема строения вулканогенно-осадочной формации (по Н.Г.Бродской, 1963).

1 - аргиллиты; 2 - алевролиты; 3 - песчаники; 4 - конгломераты; 5 - кремнистые породы; 6 - туфы; 7 - эффузивы; 8 - угли; 9 - кремнисто-глинистые породы.

кретная, т.е. занимающая определенное место в пространстве и времени ассоциация тех типов пород, которые принято называть магматическими (а также и сопутствующих им метаморфических, рудных образований и др.), тесно связанных друг с другом парагенетическими отношениями, близки по возрасту и по геологической обстановке образования, находящей свое выражение, в частности, в характерном фациальном его облике.

Каждый магматический комплекс характеризуется прежде всего определенным набором магматических пород, особенностями петрохимии и минерального состава, характером взаимоотношений с другими магматическими комплексами и осадочными формациями, отчасти внутренним строением и формами залегания, а также приуроченностью к тем или иным геологическим структурам. От других близких по возрасту магматических комплексов он всегда отделен некоторым перерывом. Могут быть выделены два типа комплексов, сложенных целиком или частично магматическими породами: собственно магматические и смешанные, практически всегда эффузивно-осадочные.

А.Ф.Белюсов дает несколько иное определение магматических комплексов: "это региональные формации малого ранга, удобные в качестве опорных единиц для регионального картирования магматических ассоциаций. Для пород и тел, объединяемых в магматический комплекс, обязательна тесная связь — территориальная (в пределах единой тектоно-формационной зоны), стратиграфическая (возрастная близость, чередование, переслаивание) и петрогенетическая (принадлежность к единому процессу породообразования, не обязательно в смысле образования из одного очага, т.е. прямой комагматичности). Магматический комплекс может иметь однородное (квази-однородное) распределение составов или распределение с признаками неоднородности (неодномодальное и т.д.).

Отделение магматических комплексов друг от друга обосновывается: а) существенными различиями состава (петрографического, петрохимического); б) разобщенностью ареалов распространения или наличием достаточно четких разделяющих тектонических (палеотектонических) и тектоно-формационных границ; в) признаками существенных перерывов магматической деятельности во времени. Эти признаки обеспечивают картируемость магматических комплексов. Как геолого-картировочные единицы магматические комплексы не должны быть слишком сложны и громоздки в фациальном отношении. Поэтому вулканические комплексы целесообразно отделять от plutonic, как обычно принято на практике".

Магматический комплекс в понимании Ю.А.Кузнецова практически

полностью соответствует геологической формации. Важнейшими признаками каждого комплекса (т.е. формации), которыми следует руководствоваться при его выделении, являются: 1) состав в виде характерной парагенетической ассоциации магматических, контактовых, метасоматических пород и в том числе рудных и нерудных эндогенных месторождений; 2) геологическая обстановка образования, отражающаяся в фациальном облике комплекса; 3) возрастная близость всей этой парагенетической ассоциации; 4) связь с теми или иными геологическими структурами и в некоторых случаях - стадиями их развития.

Почти 30 лет назад Ю.А.Кузнецов предложил приведенную ниже классификацию магматических формаций, которая не утратила своего значения и в настоящее время.

Формации собственно геосинклинальных этапов развития подвижных зон

А. Ряд эффузивных и эффузивно-интрузивных формаций.

Спилито-кератофировая группа:

- 1 - спилито-диабазовая;
- 2 - кварц-кератофировая.

Б. Ряд интрузивных формаций. Габбро-плаггиогранитная группа:

- 1 - габбро-диорит-диабазовая;
- 2 - габбро-пироксенит-дунитовая;
- 3 - габбро-плаггиогранитная;
- 4 - плаггиогранитная.

В. Гипербазитовая формация.

Орогенные, главным образом геантиклинальные, формации подвижных зон

А. Ряд эффузивных формаций. Базальт-андезит-риолитовая группа:

- 1 - андезитовая;
- 2 - трахиандезитовая;
- 3 - риолитовая.

Б. Ряд вулканогенных интрузивных формаций.

Габбро-диорит-гранодиоритовая группа:

- 1 - габбро-диорит-гранодиоритовая;
- 2 - габбро-монзонит-сиенитовая;
- 3 - формация субвулканических гранитов.

В. Ряд батолитовых гранитоидных формаций:

- 1 - формация гранитных батолитов;
- 2 - формация гранодиоритовых батолитов

3 - формация гранитоидных батолитов "пестрого" состава.

Формации устойчивых областей

А. Ряд эффузивно-интрузивных (покровно-силловых) формаций:

1 - трапшовая (толеит-базальтовая);

2 - щелочная оливин-базальтовая (трахибазальтовая)
континентов;

3 - щелочная оливин-базальтовая (трахибазальтовая)
океанов;

4 - щелочно-базальтоидная (нефелин-лейцит-базальтовая).

Б. Ряд формаций центральных интрузий и трубок взрыва:

1 - кимберлитовая;

2 - формация центральных интрузий щелочных и ультраоснов-
ных пород с карбонатитами;

3 - формация центральных интрузий агпайтовых нефелиновых
сиенитов;

4 - формация гранитных и габбро-гранитных центральных
интрузий.

Некоторые особые типы формаций щитов и ранних стадий
развития древних платформ

А. Ряд мигматитовых формаций:

1 - формация мигматитов амфиболитовой фации и связанных
с ними анатектитов;

2 - формация мигматитов фации гиперстеновых гнейсов и
связанных с ними чарнокитов.

Б. Ряд габбро-гранитных формаций ранних этапов установления
платформенного режима на древних платформах:

1 - формация дифференцированных габбровых и норитовых
интрузий;

2 - формация рапакиви;

3 - формация анортозитов.

1.4. Формации и тектонические структуры

Формации образуются в пределах региональных тектонических структур и характеризуют определенные этапы их развития. Последовательная смена формаций свидетельствует о смене тектонического режима (рис.2). Н.С.Шатский отмечал, что на характер формаций осадочных пород, связанных с перемещением материала, влияет не только тектонический режим области накопления, но и тектонические условия соседних областей. Формации, развитие в одной структуре, образуют определенный ряд, отражающий эволюцию структуры. Примером может служить развитие Альпийской геосинклинали от триаса до

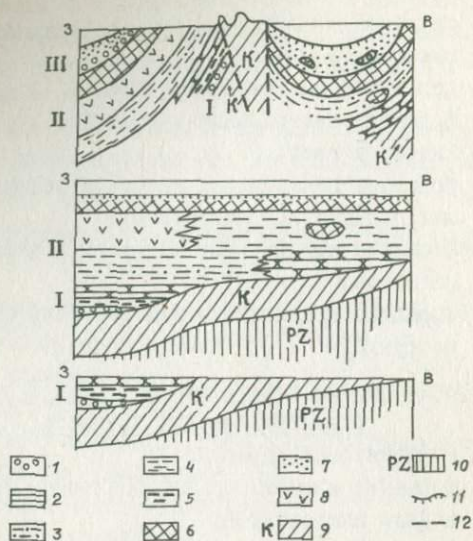
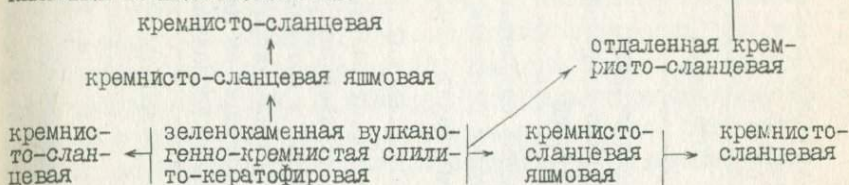


Рис. 2. Схема развития геосинклинали Сахалина и образования формаций (по Н.Г.Бродской, 1963).

I - базальная формация; II - вулканогенно-осадочная формация; III - молассовая формация. I - конгломераты; 2 - песчаники; 3 - алевролиты; 4 - аргиллиты; 5 - глины; 6 - кремнистые породы; 7 - пески; 8 - туфы; 9 - меловые отложения; 10 - палеозойские отложения; II - дно моря; 12 - разломы

миоцена, запечатленное сменой формаций (табл.1). Геологические формации образуют и горизонтальные ряды, которые характеризуют смену тектонической обстановки в соседних, одновременно развивающихся структурах или структурно-формационных зонах. На это впервые обратил внимание Н.С.Шатский, выделивший несколько наиболее типичных групп. В качестве примера можно привести вулканогенно-кремнистую группу со свойственными ей горизонтальными и вертикальными взаимоотношениями:



Н.С.Шатский подчеркивал, что это наиболее обычная группа, встречающаяся и в докембрии, и в палеозое, и в мезозое.

Ряды формаций наглядно отражают эволюцию соседствующих структур и их взаимное влияние. Примером может служить схема развития Урала и смежных областей (табл.2).

Вместе с тем надо особо отметить довольно сложные связи формаций со структурами, что в первую очередь объясняется резко выраженной индивидуальностью развития структуры. Благодаря этому однотипные структуры нередко характеризуются различающимися рядами, и наоборот, в разнотипных структурах могут появляться сходные формации. Это видно, в частности, при сопоставлении приведенных выше таблиц.

Все рассмотренные примеры формационных рядов и классификаций формаций в основном исходили из геосинклиальной концепции. В последние годы в связи с развитием мобилистских идей предпринимаются попытки классификации геологических формаций в зависимости от приуроченности их к основным типам структурных элементов земной коры. Одна из таких классификаций предложена А.А.Ковалевым, фрагмент которой приведен в табл.3. Надо заметить, что данная классификация далека от совершенства. Один из ее недостатков заключается в том, что она не отражает эволюцию структур. В ней не заложена идея закономерной смены формаций во времени, которая надежно обоснована материалами по большому числу геосинклиальных областей.

Т а б л и ц а I

Осадконакопление и тектонические движения в Альпийской геосинклинали
(по Г.Риду и Дж.Уотсону, 1981)

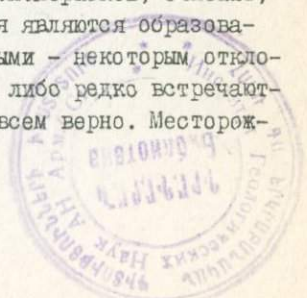
Млн лет:	Период	Тектоническая обстановка	Отложения
	Миоцен	Поднятие и эрозия высоких горных сооружений	<u>Моласса</u> : загрязненные песчаники, глинистые сланцы, угли, редкие пресноводные известняки, мощные конгломераты - отложения предгорий
91 30	Ранний олигоцен-поздний мел	Сжатие и образование новых массивов суши в пределах мобильного пояса	<u>Флиш</u> : отчетливо слоистые слюдистые песчаники и глинистые сланцы с оползневыми породами, содержащими фрагменты всех доэоценовых пород - нестабильная морская обстановка
100-195	Ранний мел - юра	Вертикальные и горизонтальные движения, приводящие к образованию погружающихся трогов, окаймленных более стабильными плитами	В эвгеосинклинальных трогах развиты <u>блестящие сланцы (аспидная формация)</u> , охватывающие плохо сортированные известняковые, глинистые и песчанистые осадочные породы, глубоководные отложения, морские брекчии вдоль активных приразломных уступов; на платформах - хорошо сортированные известняки, песчаники и глинистые сланцы
225	Триас	Обширная трансгрессия с резкими изменениями глубины, унаследованными от герцинского времени	Известняки, доломиты, песчаники и глинистые сланцы широко распространены в геосинклинальной области; фации отражают изменение глубины моря. В ряде трогов формировались <u>офиолитовые</u> комплексы

1.5. Рудоносность геологических формаций

Как следует из приведенных выше определений, полезные ископаемые являются полноправными членами геологических формаций. Связь полезных ископаемых с формациями заключается в том, что они "... представляют собой по существу горные породы, входящие в состав определенных формаций, но встречаются значительно реже, чем другие компоненты формации". Н.С.Шатский справедливо утверждал, что "слои полезных ископаемых так же тесно парагенетически связаны с другими породами, слагающими данную формацию, как и эти последние связаны между собой". При этом "руды и другие скопления минерального сырья в слоистой толще должны рассматриваться только как отдельные члены формаций, не всегда может быть обязательные, но всегда парагенетически связанные с вмещающими породами".

Парагенетические связи устанавливаются эмпирически, без каких-либо гипотетических предпосылок. Но это совсем не означает, что формационный анализ отвергает генетические вопросы, ограничиваясь эмпирическими выводами. Наоборот, проблемы генезиса самих формаций и связанных с ними месторождений, рассмотренные с учетом установленных и изученных парагенезисов, нередко получают убедительные решения. Примером этому может служить заключение Н.С.Шатского о месторождениях медистых песчаников: "постоянство ассоциации "медистых песчаников и сланцев" с группой так называемых пестроцветных формаций и отсутствие аналогичных руд в других группах формаций не оставляет никаких сомнений в том, что все медные руды этого типа - осадочного происхождения, сингенетичного с вмещающими породами". Далее следует важный вывод, определяющий принципиальный подход к решению генетических вопросов на месторождениях осадочного и вулканогенно-осадочного типов. "Все минералогические и петрографические доказательства эпигенетического характера некоторых рудных минералов в этих толщах совершенно справедливы, однако они касаются постседиментационной миграции медных соединений внутри меденосной пестроцветной формации, а не привноса их со стороны". Этот вывод подтвержден последующими многолетними работами по выяснению генезиса подобных месторождений.

Некоторые исследователи, в частности Н.П.Херасков, считают, что "скопления всех видов минерального сырья являются образованиями в большей или меньшей степени необычными - некоторым отклонением от нормы. Промышленные месторождения либо редко встречаются, либо невелики..." Это утверждение не совсем верно. Месторож-



Эволюция порода уралид
(по Г.Риду и Дж.Уотсону, 1981)

Возраст	Русская плита	Передовой прогиб
Неоген и четвертичный период	Маломощные морские и континентальные отложения	
Палеоген	Главным образом морские отложения на юге, верхнемеловой мел, частично неморские отложения на севере	
Поздний триас		
<u>Цикл уралид</u>		
Ранний триас	Фузулиновые известняки, перекрытые красноцветами и эвапоритами	Флиш и молассоидные толщи: песчаники, глинистые сланцы, конгломераты, эвапориты, мощностью до 8 км
Поздний карбон		
Средний карбон	Известняки, глинистые сланцы, эвапориты, песчаники. Нефть в Волго-Уральской области приурочена к позднедевонским песчаникам или девонским соляным куполам	
Средний девон		
Ранний девон	Стратиграфически неполные толщи мелководных и неморских отложений: песчаники, известняки, глинистые сланцы	
Ордовик		
<u>Цикл доуралид</u>		
Ранний кембрий	Недеформированные синие глины, песчаники, гравелиты валдайского комплекса	Нет данных

Мезогесинклиальная зона	Эвгеосинклиальная зона	Западно-Сибирская плита
Блоковые поднятия и эрозия		Маломощные неморские породы
Морские и континентальные отложения в локальных бассейнах		Морские и неморские породы, включая бурые угли
Блоковые поднятия и эрозия, ограниченная посторогенным осадкообразованием в межгорных впадинах		
Орогенические деформации и воздымания, региональный метаморфизма и внедрения гранитов в эвгеосинклиальной зоне		
Главным образом, граувакки и аспидные сланцы (до 3 км)	Граувакки, известняки, каменный уголь, маломощные эффузивы (до 3 км)	Складчатый палеозой, эквивалентный палеозою эвгеосинклиальной зоны. Образует фундамент в Зауралье
Песчаники, глинистые сланцы, известняки, маломощные прослои эффузивов. Мощность редко превышает 3 км	Песчаники, глинистые сланцы, известняки с мощными слоями спилитов, кератофиров и других эффузивов; мощность до 10 км	Нет данных
	Воздымание и эрозия	
Псаммиты, пелиты и доломиты, смятые в складки и метаморфизованные (до 12 км)	Обломочные отложения с основными и кислыми вулканитами, смятые в складки, метаморфизованные и интродуцированные гранитами	Нет данных
Архейский фундамент		

Классификация геологических формаций основных типов
структурных элементов земной коры

Основные типы структурных элементов зем- ной коры	Структурно-формационные зоны	Геологические формации
I	II	III
Срединно-океа- нические хреб- ты	Центральная рифтовая долина	Подушечных толеитовых базальтов
	Горстовые поднятия на склонах хребта	Ультраосновных и основ- ных интрузий
	Грабеновые зоны на склонах хребта	Вулканических брекчий
	—	Кремнистых и известняко- вых илов
	—	Аспидная
Окраинные моря	Склон островной дуги	Граувакковая и флишевая
	Центральная часть бассейна	Глубоководная пелагичес- кая
	Область поднятия магма- тического диапира	Спилит-кератофировая
	Склон молодой пассивной окраины	Флишевая Терригенная и карбонат- но-терригенная
Платформы (и кристалли- ческие щиты - древние дофа- нерозойские ядра платформ) Древние плат- формы	Поверхности выравнива- ния	Латеритная
	Аллювиальные долины	Терригенная аллювиальная
	Озерные и озерно-болот- ные впадины	Угленосная лимническая (в аридных климатических зонах - терригенно-карбо- натная красноцветная)
	Зоны тектоно-магматичес- кой активизации (над мантийными струями)	Трапсовая и платобазаль- товая
		Кимберлитовых трубок
	Ультрабазитовых и щелоч- ных кольцевых интрузий	
	Субщелочных гранитов	

дения не следует рассматривать как отклонения от нормы, наоборот — это закономерное явление, соответствующее нормам формирования пород, формаций, нормам геологических процессов. То обстоятельство, что они невелики по масштабам и редко встречаются не противоречит этому утверждению. Именно знание закономерностей обеспечивает успешность поисковых работ. Кроме того, многие месторождения совсем не малы по масштабам и встречаются часто — например, месторождения неметаллических полезных ископаемых, в частности стройматериалов, углей и др. Если вновь обратиться к сравнению "формации представляют собой парагенезы пород, как породы являются парагенезами минералов", — то уместна такая аналогия: месторождения в геологических формациях в ряде случаев подобны акцессорным минералам в породах. Хотя можно привести примеры формаций, являющихся почти в полном объеме полезными ископаемыми.

При всей уникальности месторождений не следует отделять их от всей, связанной с ними совокупности пород. Л.Н.Овчинников высказал такую мысль: "Процессов, специально приводящих только к образованию рудных месторождений в природе не существует. Рудообразование — явление частное, дополнительное, сопровождающее различные планетарные эндогенные и экзогенные геологические процессы", и можно добавить, — являющиеся составной частью процессов образования геологических формаций.

Месторождения осадочного генезиса с наибольшей очевидностью обнаруживают все формы непосредственной связи с вмещающими их формациями. Сложнее обстоит дело с эпигенетическими месторождениями, относящимися к магматическим формациям. Еще Н.П.Херасков отмечал, что "различия в возрасте делают эпигенетические месторождения в некоторых отношениях чуждыми своему окружению и сильно содействуют разделению изучению месторождения и окружающего района".

Принадлежность месторождений определенным геологическим формациям имеет важное значение не только для решения генетических вопросов, но и для прогнозно-металлогенетических исследований, для поисков и разведки месторождений. Поэтому выявление связей между ними является одной из важнейших задач геологии месторождений полезных ископаемых. Среди главных признаков связи В.И.Смирнов указывал: а) одновременность образования комплексов изверженных горных пород и связанных с ними рудных месторождений, т.е. формирование их в один и тот же магматический и металлогенетический период. Например, если изверженные породы и рудные месторождения залегают в породах одинакового геологического возраста и перекрываются оди-

наковыми породами более молодого возраста; б) приуроченность комплексов изверженных горных пород и эндогенных месторождений к одним и тем же геологическим структурам, которая с различной степенью отчетливости наблюдается во многих рудных районах; в) одинаковые фациально-глубинные условия образования изверженных пород и руд месторождений; г) одинаковая степень метаморфизма пород и руд; д) приуроченность руд к интрузивным дайкам; е) связь определенных по составу изверженных пород и руд; ж) закономерное размещение рудных месторождений по отношению к массивам изверженных горных пород. Выделяются три случая относительного положения рудных тел: 1) размещение внутри массивов, 2) приуроченность тел к зонам контактов массивов, 3) расположение их среди вмещающих изверженные массивы пород, иногда далеко от последних; з) геохимические признаки связи между эндогенными месторождениями и изверженными породами, устанавливаемые на основе изучения: 1) акцессорных минералов в рудах и породах, 2) одинаковых химических элементов в рудах и изверженных породах, 3) уровня содержания металлов, входящих в состав месторождений, в интрузивах, 4) соотношения изотопного состава элементов в рудах и изверженных породах, 5) абсолютного геологического возраста и других особенностей. Каждая формация вне зависимости от того, относится ли она к группе осадочных, магматических или сложных, комбинированных, - характеризуется индивидуальным набором полезных ископаемых, своей особой рудоносностью.

В обобщенном виде закономерности связей месторождений с геологическими формациями, особенности размещения и механизмы формирования приведены в табл. 4. Принадлежность к конкретным формациям определяет главнейшие геологические условия, в которых произошло образование полезных ископаемых. При этом следует иметь в виду, что некоторые виды полезных ископаемых бывают приурочены к одному определенному типу формаций (моноформационный), тогда как другие встречаются в двух или нескольких типах формаций. Например, упоминавшиеся выше медистые песчаники всегда связаны с пестроцветными формациями аридных зон и отсутствуют в других группах формаций. В отличие от этого, фосфоритоносные формации более разнообразны и делятся на две группы: гессинклинальную и платформенную. Первая связана с карбонатами или терригенно-карбонатными формациями, характеризующимися повышенной кремнистостью. Фосфоритоносные формации платформенных областей представлены двумя группами: терригенно-карбонатной и глауконитовой.

1.6. Формационный анализ

Формационный анализ является одним из важнейших методов современной геологии. Теоретические основы его были заложены в трудах Н.С.Шатского и развиты в дальнейшем Н.П.Херасковым, В.В.Белосусовым, В.Е.Хаиным, Н.Б.Вассоевичем и др.

Формационный анализ сводит все многообразие геологических образований к сравнительно небольшому числу основных типов геологических формаций, дает возможность выявить закономерности развития этих формаций и установить их рудоносность (Основные принципы..., 1973). Этот метод составляет основу металлогенических, палеотектонических, палеовулканологических, прогнозных исследований. В настоящей работе основное внимание уделено тем аспектам метода, которые наиболее важны при палеовулканологических построениях и прогнозной оценке территорий.

Формационный анализ требует в изучаемом районе: 1) установить принадлежность каждой из слагающих район породных ассоциаций к той или иной из уже известных (описанных формаций); 2) восстановить историю образования установленных в районе формаций, выяснить взаимоотношения их между собой; 3) изучить состав, строение, индивидуальные особенности выделенных формаций, оценить возможности и целесообразность расчленения их на подформации, комплексы и т.д.; 4) выявить особенности рудоносности формаций, определить с какими элементами строения, состава связаны известные месторождения; 5) изучить ассоциации пород, не имеющие аналогов среди известных формаций, и решить, чем обусловлено появление этих ассоциаций, могут ли они рассматриваться как самостоятельные формации.

Первая задача решается путем расчленения наблюдаемого в районе набора пород на крупнейшие естественные ассоциации, исследования и последующего сравнения ассоциаций (состава, строения) с описанными формациями. При этом необходимо следить за тем, чтобы объемы выделенных ассоциаций, распространение их в пределах региональных структур соответствовали по масштабу понятию формации. Определив набор пород и характер их сочетания в формации, их общую фациальную характеристику, мощности, последовательность образования, мы получаем необходимую и достаточную информацию для отнесения данной ассоциации к той или иной формации. Таким образом определяется набор формаций, участвующих в строении района, их горизонтальные и вертикальные ряды, устанавливаются границы формаций. Последние могут совпадать с границами согласно или несогласно залегающих толщ. Смена тектонических режимов во времени

Комплексы	Условия локализации руд	Временные соотношения пород комплекса и руд	Основные типы месторождений
Осадочные	Тела полезных ископаемых являются равноправными членами комплекса и залегают среди пород этого комплекса	Руды синхронны с вмещающими породами; их образование связано: а) с седиментацией б) с диагенезом в) с катагенезом	Осадочные Fe, Mn, Al, цветных и редких металлов; выветривания; россыпные
Вулканогенные и вулканогенно-осадочные	Тела полезных ископаемых локализованы внутри пород комплекса, очень редко - вне	Руды сингенетичны, эпигенетичны, но всегда сближены во времени: а) синхронны с седиментогенезом б) диагенетические и катагенетические в) поствулканические	Колчеданные, колчеданно-полиметаллические; вулканогенные Fe, Mn, Au, Ag, Sn, W, Mo, Hg и др.
Магматические (интрузивные)	Рудные тела локализованы внутри магматических тел, на контакте их с вмещающими породами, вне магматических тел - во вмещающих породах	Руды синхронны с процессами: а) дифференциации магмы; б) внедрения; в) контактового взаимодействия; г) постмагматическим гидротермальным	Ранне- и позднемагматический, карбонатитовый, пегматитовый, скарновые, гидротермальные, черных, цветных, редких, благородных металлов и др.

с ними месторождения

Источник рудного материала	Механизм концентрации руд	Соотношение с фациями
		Ведущие поисковые предпосылки
Кора выветривания: твердый сток, химическая денудация	Механический, химико-биологический, химический	Полезные ископаемые и руды являются фациями осадков. Роль структур - общерегиональная
		Фациальные
Вулканические очаги; отчасти кора выветривания	1) Экструзивно-осадочный (ведущий) = химическое осаднение 2) механический 3) метасоматический 4) гидротермальный	Четкая фациальная приуроченность. Но более отчетливая - к локальным вулканическим и вулкано-тектоническим структурам
		Структурные (вулканические структуры)
Магматические массы тел и более глубокие очаги	1) Магматическая сегрегация 2) контактово-метасоматические процессы 3) пневматолитовые процессы 4) гидротермально-метасоматические 5) гидротермальные	Руды приурочены к определенным телам - фациальная принадлежность не проявлена, или не изучена
		Формационные, структурные

происходит обычно более резко, чем смена в пространстве структурно-формационных областей. Поэтому границы формаций, сменяющих друг друга по разрезу, фиксируются как более четкие и резкие. В то же время переход формаций по простирацию осуществляется постепенно, а их граница представлена полосой чередующихся, переслаивающихся пород, принадлежащих к сопрягающимся формациям. Иными словами, границы одновозрастных формаций, сменяющих друг друга по простирацию, имеют фациальный характер.

Знание набора слагающих район формаций и картины их размещения в пространстве и времени (строение формационных рядов) дает возможность сравнить изучаемую территорию с другими районами земного шара и методом аналогии установить или подтвердить ее принадлежность к конкретной геологической структуре (эвгеосинклиналь, передовой прогиб, срединный массив и др.) и к определенной стадии развития (геосинклинальной, платформенной и др.).

Решение второй задачи, заключающееся в анализе особенностей формаций и формационных рядов, позволяет реконструировать основные черты тектонического режима, эволюцию структуры и ее составных частей. Картина распространения формаций служит основанием для структурно-формационного и тектонического районирования.

Решение третьей задачи дает возможность детализировать строение изучаемого района, выявить структуры более высоких порядков или найти различия в составе, строении, режиме развития отдельных частей региональных структур. Указанные сведения необходимы для детального районирования, являющегося основой прогнозных оценок.

Четвертая задача обеспечивает детальное прогнозирование. Для этого недостаточно знать, с какой формацией связано оруденение. Особое значение приобретает выявление внутри формаций естественных породных сообществ, возникших в результате тех или иных геологических причин. Такие естественные ассоциации целесообразно относить к разряду субформаций, комплексов, а иногда и более мелких подразделений. Обычно оказывается, что оруденение бывает связано с каким-то одним или несколькими комплексами в составе формаций. И таким образом, внутреннее строение рудоносной формации определяет особенности размещения и локализации месторождений.

Специфика строения и в ряде случаев необычайная сложность формаций и комплексов (в первую очередь магматических, вулканогенных, вулканогенно-осадочных) требуют для их изучения применения как можно более обширного комплекса методов. Использование методов геологического картирования, стратиграфии, фациального анализа, структурной геологии и абсолютной геохронологии пород позволяет выявить складчатую структуру, последовательность на-

пластования, фациальные взаимоотношения и фациальную принадлежность пород, внутреннее строение формации и слагающих ее комплексов, возраст формации, а также ее положение среди других образований района.

Комплекс петрологических исследований устанавливает состав пород, слагающих формацию, выявляет особенности латеральной петрохимической изменчивости, устанавливает закономерности петрохимической эволюции. Кроме того, расшифровывается внутреннее строение пластов и пачек осадочных и туфогенных пластов, покровов и потоков лав, а также субвулканических тел, устанавливается тип и степень метаморфизма пород, определяется их первичный состав и структура.

Установление состава и строения и металлогенической специализации комплексов, слагающих формацию, выявление последовательности их формирования и реставрация условий и процессов, приведших к образованию формации, а также явлений, сопровождающих становление формаций и комплексов, необходимо, в частности, для детального прогнозно-металлогенического районирования.

Пятая задача возникает в случае, если в изучаемом районе установлена ассоциация пород, не описанная среди общеизвестных формаций и отсутствующая в принятых классификациях. При наличии такой ассоциации необходимо знать, что представляет собой данная ассоциация пород — новую формацию или новый член известного ряда формаций, или ассоциацию, свойственную пограничной зоне двух сложных формаций и т.д.

При формационном анализе, особенно проводимом с целью прогнозно-металлогенических оценок важно выявить все особенности рудоносной формации. Как показывают материалы работ по различным регионам, существуют своеобразные ряды или семейства формаций. Это в общем достаточно близкие по составу ассоциации, которые в зависимости от структурного положения провинций, геотектонической обстановки формирования приобретают специфические черты состава, количественного соотношения различных пород, петрохимических особенностей и в связи с этим характеризуются различной рудоносностью. Примером могут служить базальтовые формации. По данным В.Л. Масайтиса и др. (1974), среди базальтовых формаций континентов могут быть выделены следующие основные типы: спилитовая, спилит-натрово-липаритовая, базальт-андезит-базальтовая; базальт-трахиандезитовая (трахибазальт-трахиандезитовая) геосинклинальной стадии развития подвижных областей, андезитовая (базальт-андезит-дацит-липаритовая), базальт-липаритовая орогенной стадии; собственно базальтовая (долеритовая) и трахибазальтовая, развивающиеся

в областях тектоно-магматической активизации и, наконец, платформенная трашсовая формация.

В табл. 5 приведены некоторые характеристики перечисленных формаций и указаны их основные металлогенические особенности.

Если из этого обширного семейства базальтовых формаций выбрать ограниченный ряд колчеданосных, то можно отчетливо увидеть зависимость основного типа оруденения от состава формаций, обусловленного в основном структурным положением провинции (табл. 6).

Из таблицы видно, что с увеличением доли кислых пород в составе формаций, возрастанием доли калия в вулканитах, увеличиваются содержания цинка и свинца в составе руд месторождений. В свою очередь количество кислых вулканитов в составе базальтоидных формаций зависит от характера эволюции базальтовых магм, который определяется строением и составом фундамента геосинклинальных прогибов, а также положением рудоносных формационных зон относительно платформ или срединных массивов. Таким образом, доказано, что эволюция петрохимических особенностей формаций обуславливает эволюцию состава руд месторождений. Более того, даже в пределах одной формации нередко проявляется зависимость состава руд месторождений от петрохимических особенностей конкретных рудоносных комплексов, с которыми они связаны. Примером может служить базальт-риолитовая формация Рудного Алтая. Она представляет собой совокупность обособленных комплексов, которые с учетом палеовулканологического районирования, главнейших этапов развития вулканизма и петрохимических особенностей объединяются в три субформации: эйфельскую, живетско-раннефранскую и позднефранско-раннефаменскую. Отчетливо выражена вертикальная изменчивость формации: наиболее ранние комплексы во всех зонах отличаются повышенными содержаниями калия и более высокой степенью ликвидационного расслоения. Снизу вверх по разрезу в кислых породах формации увеличивается содержание натрия и соответственно уменьшается отношение K_2O/Na_2O . Для всех этапов формирования устанавливается антидромное развитие; базальтовый вулканизм следует за риолитовым и характеризуется относительной автономностью (структурной и пространственной).

Риолитовые и базальт-риолитовые комплексы с относительно повышенным содержанием калия и с признаками высокой степени ликвидационной дифференциации магматических расплавов, предшествующей извержениям, предопределяют, как правило, формирование месторождений полиметаллических и колчеданно-полиметаллических руд с высоким содержанием свинца и бария. С комплексами существенно натри-

Основные особенности базальтовых формаций
(по В.Л.Масайтису и др., 1974, с сокращениями)

Особенности формаций		Типы формаций	
		спилитовая	спилит-натрово-липаритовая
I		2	3
Породы	1. Главные	Спилиты, базальты	Спилиты, базальты, альбитовые липариты, липарито-дациты
	2. Второстепенные	Альбитовые андезиты, липариты	Альбитовые андезито-базальты, андезиты, дациты
Условия проявления	3. Характер распространения	Линейный	Линейные и площадной
	4. Протяженность вулканических поясов, площади развития	До нескольких тысяч километров	Сотни километров, сотни квадратных километров
	5. Мощности вулканических толщ	1-2 км	1-2 км
	6. Преобладающие фации вулканических пород	Подушечные лавы, гиалокластиты, дайки, силты	Лавы для базальтов, часто подушечные, туфы, субвулканические тела
	7. Тип извержения	Трещинный	Трещинный, реже центральный, для кислых только центральный
	8. Фациальные условия, ассоциирующие осадочные породы	Относительно глубоководные фтаниты, углисто-кремнистые сланцы	Подводные разных глубин, иногда наземные; яшмы, известняки, обломочные породы

Продолжение таблицы 5

	I	2	3
Петрохимия	9. Характер распределения по мода, % (подчеркнуто), пределы колебания, %	Унимодальное <u>46-52</u> , 44-60	Бимодальное, <u>48-54</u> , <u>70-72</u> , 46-78
Металлогения	10. Месторождения (M) и рудопроявления (P)	Колчеданные (P)	Колчеданные и медноколчеданные (P), Mn (M)
Типичные 30 примеры	11. Районы проявления, возраст	Урал: Тагило-Магнитогорская зона O_{2-3} , Казахстан: Еременьтау-Заилийская система, $Сm_3 - O_1$, Джунгаро-Балхашская, O_{1-3} ; Зайсанская, $S_2 - D_1$, D_{2-3} ; Алтае-Саянская область, $Сm_{1-2}$; Малый Кавказ, Севано-Анкеринская зона, K_2	Урал: Тагило-Магнитогорская зона, $S_1 - D_2$; Казахстан: Чингиз-Тарбогатайская система, $Сm$; Малый Кавказ, Сомхето-Кафанская зона, J_{1-2}

Особенности формаций	Типы формаций		
	базальт-андезит-базальтовая	базальт-трахиандезитовая (трахибазальт-трахиандезитовая)	андезитовая (базальт-андезит-дацит-липаритовая)
I	2	3	4
Породы	1. Базальты, андезитобазальты 2. Андезиты, дациты, липариты	Базальты, трахибазальты, трахиандезиты, трахиты Трахиандезитобазальты, лейцитовые тефриты и базаниты, авгититы	Андезиты, андезитобазальты, андезитодациты Базальты, дациты, липариты
II Условия проявления	3. Линейный	Линейный	Линейный и площадной
	4. До нескольких тысяч километров	Несколько сотен километров, несколько тысяч квадратных километров	До нескольких тысяч километров, сотни тысяч квадратных километров
	5. 3-4 км	Первые сотни метров, изредка до 3 км	Первые километры
	6. Туфы, вулканогенно-осадочные породы, субвулканические тела, редко лавы	Лавы, иногда подушечные, гиа-локластиты, туфы, субвулканические тела, вулканогенно-осадочные породы	Туфы, вулканические брекчии, лавы, субвулканические тела
	7. Центральный и трещинный	Трещинный, центральный	Центральный
	8. Подводные разных глубин, кремнистые сланцы, известняки, вулканомиктовые обломочные породы	Подводные разных глубин, известняки, песчаники, туффиты, кремнистые сланцы, вулканомиктовые породы	Подводные (мелководные) и наземные, вулканомиктовые обломочные породы

1	⋮	2	⋮	3	⋮	4
Петрохимия	9. Униmodalное, положительное, асимметричное, <u>48-54</u> , 46-72	Бимodalное, <u>48-52</u> , <u>52-60</u> , иногда минимум незначительный; 45-64, на Камчатке униmodalен, 45-55	Униmodalный, <u>56-60</u> , 48-70			
Металлогения	10. Колчеданные и колчеданно-полиметаллические, Mn, Au (P)	Контактово-метасоматические Fe и Mn (M), с комагматичными сиенитами; Cu (M)	Алунит, S, Hg, Au, Ag, Pb, Zn, Cu (P и M)			
∞ Типичные примеры	11. Урал: Тагильский синклинорий S_2^1 ; Магнитогорский D_{1-2} , D_3^1 ; Малый Кавказ; Еревано-Ордубадский синклинорий P_2 ; Большой Кавказ: зона Южного склона, J_2 ; Камчатка: K_2 -P	Урал: Тагильский синклинорий, S_2^2 - D_1 , D_{2-3} ; Магнитогорский D_2 ; Малый Кавказ: Аджаро-Триалетская и Талышская зоны, P; центральная Камчатка: K_2 -P	Камчатка (юго-восточная и центральная), Большие Курильские острова N; Малый Кавказ			

Особенности формаций	Типы формаций			
	базальт-липаритовая	собственно базаль- товая (долеритовая)	трахибазальтовая	трапповая
Породы	1. Базальты, долериты, липариты	Базальты, долериты	Трахибазальты, абсарокиты, лимбургиты, авгититы, анкаратиты, нефелиновые базальты	Базальты, долериты
	2. Андезито-базальты, андезитодациты	Андезито-базальты	Трахиандезиты, трахибазальты, фоналиты	Пикрито-базальты, андезито-базальты, липариты, конгадиабазы, монцонит-порфиры, троктолит-долериты
Условия проявления	3. Площадной	Площадной	Линейный, редко площадной	Площадной
	4. До нескольких тысяч квадратных километров	До нескольких тысяч квадратных километров	Сотни километров, иногда мелкие тела на площади в десятки тысяч квадратных километров	До 1,5 млн км ²
	5. Первые километры	Сотни метров	Первые сотни метров (до 1 км)	Несколько километров
	6. Лавы, силлы, редко туфы, липарито-туфы, игнимбриты, экструзии	Лавы, силлы	Лавы, туфы, силлы, лакколлиты, дайки	Покровы лав, туфы, силлы, дайки

Продолжение таблицы 5

1	2	3	4	5
7. Трещинный	Трещинный, реже центральный	Центральный и трещинный	Трещинный, реже центральный	
8. Наземные, обломочные породы, преимущественно красные	Наземные, обломочные (часто грубообломочные) породы, угли	Преимущественно наземные, обломочные породы, иногда угленосные	Преимущественно наземные, обломочные полимиктовые породы (песчаники, алевролиты)	
Петрохимия	9. Бимодальное, <u>47-52</u> , <u>70-74</u> , 45-78	Унимодальное, <u>48-52</u> , 45-55	Чаще унимодальное, <u>46-50</u> , 35-65	Унимодальное, <u>48-50</u> , 46-52
Металлогения	10. Полиметаллические, флюоритовые (P)	Исландский шпат (P)	H ₂ , флюорит (P)	Cu, Ni, Pt, Fe (с интрузиями), исландский шпат (M)
Типичные примеры	II. Зауралье, Тургай, T _I , Казахстан, Джунгаро-Балхашская и Зайсанская системы, P-T, Западное Забайкалье, T _{I-2}	Приморье: N-Q, Малый Кавказ, N-Q, Центральное Забайкалье, K _I	Прибайкалье: K N-Q; Приморье, Западная Камчатка, Сахалин: N-Q, Тянь-Шань: P ₂ , Кузбасс: T, Кузнецкий Алатау, D; Урал, западный склон: Pt ₃ - P _{2I} ; Сибирская платформа: P ₂ , P ₂ - T _I	Сибирская платформа: P-T, Pt, P ₂₂ ; Русская платформа: Pt ₂₋₃ ;

евого состава ассоциируют преимущественно колчеданные и медноколчеданные месторождения. Таким образом, намечаются эволюционные ряды месторождений от ранних барит-полиметаллических к поздним колчеданно-полиметаллическим на северо-востоке Рудного Алтая (Синюшинский антиклинорий), где развиты наиболее ранние комплексы; и от полиметаллических до медноколчеданных на юго-западе (Алейский антиклинорий), где вулканогенные комплексы имеют более молодой возраст (рис. 3, а). Этим рядам месторождений соответствуют последовательно образованные рудоносные комплексы, в которых постепенно снижаются относительные количества калия и магния (рис. 3, б).

В результате детального формационного анализа рудноалтайской провинции было выявлено два принципиально важных факта. Во-первых, установлено, что вулканогенные среднедевонские комплексы характеризуются относительной автономностью формирования, определяемой приуроченностью к региональным вулкано-тектоническим депрессиям и выраженной в различной степени дифференцированности, интенсивности проявления, петрохимических особенностях. Во-вторых, показано, что состав руд месторождений обусловлен петрохимическими особенностями рудоносных комплексов, главным образом количеством и соотношениями калия и натрия: с комплексами калиевой серии, локализованными преимущественно во внутренних депрессиях, связаны полиметаллические и барит-полиметаллические месторождения; с комплексами натриевого ряда краевых депрессий - медноколчеданные и медно-цинковые месторождения; колчеданно-полиметаллические месторождения обычно приурочены к комплексам с примерно равными соотношениями калия и натрия.

Указанные факты положены в основу структурно-металлогенического районирования и прогнозной оценки всей территории и отдельных районов.

2. ПАЛЕОФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ РУДОНОСНЫХ ВУЛКАНОГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ

Под вулканогенными комплексами понимаются парагенетические ассоциации вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных пород, включая сопровождающие их гидротермально-осадочные и гидротермально-метасоматические породы, руды и другие образования, возникающие в процессе формирования комплекса. Комплекс - в некотором отношении термин свободного пользования: комплексами называют конкретные магматические формации (Ю.А.Кузнецов), минимальные по объему формации (А.Ф.Белюсов) или части формаций. В данной работе вулканогенными комплексами именуется обособленные,

магматические и металлогенные особенности
1974, с сокращениями и дополнениями)

Структурное положение колчеданосных провинций	Фундамент	Колчеданосные провинции	Эпоха складчатости	Основной тип оруденения	% кислых пород	Возраст рудоносных толщ
1. Внутренние зоны эвгеосинклиналией	Океанический	Урал	Герцинская	Cu-Zn	5-10	S ₁ -D ₂
2.		Северный Кавказ	Герцинская	Cu, Zn (Pb)	5-10	D ₂
3. Внешние зоны эвгеосинклиналией узкие краевые прогибы рифтового типа	Океанический	Западный Саян	Каледонская (Байкальская и Салаирская)	Zn, Pb, Cu	20-60	E ₁
4. Прогибы на геосинклинальном складчатом основании	Сиаличский уменьшенной мощности	Рудный Алтай	Герцинская	Zn, Pb, Cu	90	D ₂
5. Активизированные участки платформ и срединных массивов	В различной мере базифицированные	Карелия	Карельская	S	10-30	PR
6.		Юго-Западные Гиссары	Герцинская	Pb, Zn	100	K ₁
7. Внешние зоны терригенных геосинклиналией		Южный склон Большой Кавказ	Альпийская	Zn, Cu, Pb	-	J

36

Продуктивная формация	Петрохимические особенности пород на примере отдельных структурно-формационных зон					структурно-формационные зоны	
	порода	некоторые петрохимические параметры, %					
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	K ₂ O:K ₂ O+Na ₂ O		
Липарит-базальтовая	Базальты Липариты	>48 >70	<1 >0,3	<17 -	<1 <1	<4 <6	Учалинская
Липарит-базальтовая	Базальты Липариты	>48 >70	<1 >0,3	<17 -	<1 <2	<4 <6	Урупская
Липарит-базальтовая	Базальты Липариты	>48 >70	>0,1 >0,3	<17 -	<1 <1	≈4 <6	Северно-Саянская
Базальт-липаритовая	Липариты Базальты	>70 >48	<0,3 >1	- <17	>2 >1	<6 <6	
Базальт-андезит-дацит-липаритовая	Базальты Липариты	>48 >70	<1 >0,3	<17 -	>1 >2	<4 <6	Хаутаварская
Липаритовая	Липариты	>70	<0,30	-	>2	<6	Западно-Гиссарская
Габро-диабаз-диоритовая	Габро-диабаз " "	<48 >48	>1 <1	<17 >17	>1 >1	<4 <4	Белоканно-Закатальская

37-1288

37

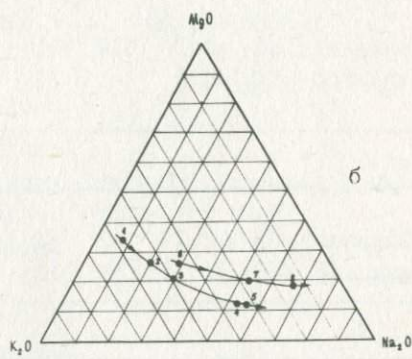
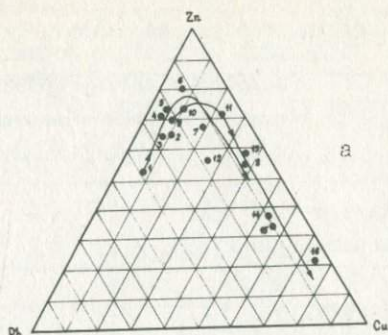


Рис. 3. Состав руд месторождений и петрохимическая характеристика рудоносных комплексов.
 а - составы руд месторождений; 1-8 - барит-полиметаллические и колчеданно-полиметаллические Синюшинского антиклинория, 9-16 - полиметаллические и медноколчеданные Алейского антиклинория;
 б - соотношения щелочей и магния в рудоносных комплексах рудных полей: 1-5 - Синюшинского и 6-8 - Алейского антиклинориев.

относительно автономные в возрастном, структурном, петрохимическом отношении члены вулканогенных формаций. Они обычно развиты в пределах региональных структур, знаменуют определенные этапы их эволюции, различаются между собой составом пород, петрохимическими особенностями вулканитов, фациальным обликом пород, структурными формами, рудоносностью и др. Совокупность комплексов образует формацию, а их разнообразие, взаимоотношения, последовательность формирования отражают внутреннее строение ее.

Вулканогенные комплексы, сочетающие в себе осадочные и магматические породы, продукты разнообразных экзогенных и эндогенных процессов, являются объектами весьма интересными и наиболее сложными для изучения, требующими использования практически всего арсенала методов, имеющихся в распоряжении геологов. Если учесть, что с этими комплексами связано огромное количество разнообразных месторождений, станет понятным, почему именно им уделяется основное внимание в данном курсе.

2.1. Общие понятия

Понятие "фа́ция" введено в геологическую терминологию более 150 лет назад. В 1838 г. швейцарский геолог Грессли писал: "Я пришел к заключению, что каждое отложение в пределах своего горизонтального распространения обнаруживает довольно определенные вариации; эти вариации представляют постоянные особенности как в своем петрографическом составе, так и в палеонтологических признаках комплекса их ископаемых, причем их изменения подчинены особым и постоянным законам". Для этих изменений было предложено название "фа́ция отложений". Таким образом, основной причиной появления понятия "фа́ция" был тот факт, что отложения одного и того же возраста, образующиеся в разных точках земной поверхности, резко различны (Наливкин, 1956). Грессли определили фа́цию как комплекс литологических и палеонтологических свойств, изменяющихся в горизонтальном направлении в пределах одной стратиграфической единицы. "Вместо того, чтобы удовлетвориться определенным количеством вертикальных разрезов, взятых в качестве описательных типов, мы проследили каждый слой в горизонтальном простирании настолько далеко, насколько было возможно, чтобы выявить изменчивость. Таким образом, мы установили в горизонтальном простирании каждого слоя хорошо выделяющиеся различные разновидности, проявляющие постоянные детальные признаки своего петрографического состава и палеонтологического характера их окаменелостей, подчиняющихся присущим им и мало изменяющимся правилам.

Эта изменчивость, которую мы называем фа́цией, характеризует-

ся двумя главными фактами: первый заключается в том, что тот или иной петрографический аспект любых слоев сопровождается всегда одним и тем же палеонтологическим комплексом, второй заключается в том, что тот или иной палеонтологический комплекс полностью исключает те роды и виды окаменелостей, которые часты в других фациях".

Таким образом, фация – понимаемая согласно классическому определению Грессли, – это комплекс признаков осадочной горной породы, который позволяет сделать вывод об условиях ее образования и выяснить, в результате каких процессов седиментации и в какой седиментационной обстановке она образовалась. Определение Грессли не потеряло своего значения и в наши дни.

Н.С.Шатский (1965) указывает, что так понимали фацию все геологи прошлого века. Он пишет, что в то время велась борьба за хорошую, точную стратиграфию. Для стратиграфа сущность слоя – его возраст, а фация – только внешний вид слоя, но не основной его признак. Поэтому геологи занимались фациями, все время имея в виду стратиграфическую сущность, стараясь "снять фации". Н.С.Шатский также определяет фацию, как совокупность литологических, палеонтологических, а также текстурных особенностей осадков, характеризующих палеогеографические, физико-географические условия осадков.

Нередко для определения фации используют иную формулировку, которая, не изменяя сущности понятия более удобна в практике фациального анализа: "фация – это отложения, сформировавшиеся в определенной физико-географической обстановке, выраженной в признаках этих отложений" (Ботвинкина, 1974).

Поскольку осадки, принадлежащие разным фациям, занимают определенное место в пространстве, определенный объем, то в этом смысле можно говорить о характере распространения и границах фаций. Площадь распространения фаций резко различна. Одни фации занимают огромные площади, соизмеримые с континентами, например красная глубоководная глина в Тихом океане, по Д.В.Наливкину, охватывает площадь, большую, чем вся Северная Америка. Площадь других, например, некоторых устричных банок, измеряется несколькими десятками квадратных метров.

Если говорить о фациях осадочных пород, то наиболее разнообразны, многочисленны и соответственно характеризуются меньшими площадями фации прибрежной области моря. По мере увеличения глубины фации становятся более однообразны и площади их возрастают.

Наземные, прибрежно-морские и подводные фации вулканических областей достаточно изменчивы и занимают умеренные площади.

Мощность фаций также подвержена существенным колебаниям. Некоторые фации достигают мощности в сотни метров, иногда превышают километр, другие измеряются долями метра, даже сантиметрами. Различный характер имеют и границы между фациями. В одних случаях породы разных фаций резко сменяют друг друга, в других они связаны постепенными переходами.

Вообще говоря трехмерную массу горной породы с постоянными одинаковыми фациальными свойствами правильнее именовать литосомой (Седиментология, 1980). Понятие литосомы касается главным образом геометрической формы и границ массы горной породы.

Изучая фациальные свойства горной породы можно реконструировать условия и обстановку, господствовавшие в процессе седиментогенеза. Надо иметь в виду при этом, что факторы, превращающие осадок в породу, а также вызывающие различные преобразования ее нередко затушевывают и видеизменяют многие фациальные особенности, затрудняя, а иногда и полностью исключая такие реконструкции.

Понятие фация используется не только для анализа размещения синхронных отложений в хроностратиграфических единицах, но и для анализа последовательности их разного возраста, сменяющих друг друга в вертикальном разрезе. В таких разрезах определенные фации могут многократно повторяться.

Фациальная изменчивость по горизонтали увязывается с последовательностью фаций. В конце прошлого века Н. Головкинский и Д. Вальтер пришли к выводу, что последовательность фаций является повторением их латеральной изменчивости и вследствие этого залегать друг на друге могут только фации, расположенные рядом. Очевидно, что принцип Головкинского-Вальтера выполняется в случае непрерывности седиментации. Иным выражением этого принципа является утверждение, что границы литосом пересекают под углом границы хроностратиграфических единиц (рис. 4), а седиментационные обстановки изменяют во времени свое положение в результате трансгрессии и регрессии моря, изменений климата или диастрофических движений (Седиментология, 1980).

Литофациальные границы, как указывалось выше, могут иметь характер постепенных переходов между литосомами или характер боковых смыканий явно различных литосом. В таких случаях проведение границы между областями, в пределах которых находятся обе фации, должно быть условным. Иногда фациальные границы могут быть установлены на основе определений, сформулированных исходя из количественных критериев (рис. 5) (Седиментология, 1980).

Происхождение осадочной горной породы является следствием разнообразных процессов, проходящих в течение длительного вре-



Рис. 4. Отношение литосом к границам хроностратиграфических единиц.

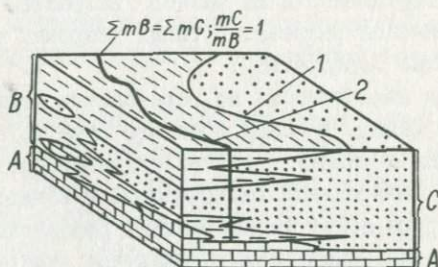


Рис. 5. Границы литосом и операционное определение границ распространения фаций.
 А, В, С - литосомы, - мощность; 1 - граница литосом В и С; 2 - операционная граница фаций В и С.

мени. Эти процессы подразделяются на пять этапов: мобилизация вещества (выветривание, вулканическая деятельность) – перенос – накопление – диагенез – катагенез (эпигенез) (Крашенинников и др., 1988). Наиболее характерным для осадочных пород является третий этап – накопление осадка, происходящее в различной обстановке.

Под фациальной обстановкой понимается совокупность всех условий, которые запечатлеваются в признаках породы и могут быть расшифрованы при ее изучении. Сюда относятся: ландшафт земной поверхности, ее рельеф и климат; динамические, физико-химические и температурные условия среды седиментации, которые определяются глубинами водных бассейнов, отдаленностью от берега, в наземных условиях – положением в определенных частях ландшафта. Кроме этого, фациальная обстановка характеризуется условиями жизни организмов, следами их жизнедеятельности и захоронением их остатков, геохимической средой водоема и т.д.

Основные первичные генетические черты осадочной породы обуславливаются именно фациальной обстановкой формирования осадка, который затем превращается в породу. Поэтому часто под генезисом осадка или породы понимают как раз физико-географические условия ее образования (Крашенинников и др., 1988).

Однако обращение к отложениям вулканогенно-осадочных формаций, как справедливо отмечает Л.Н.Ботвинкина (1974), выявляет более сложную картину. А именно, процесс формирования отложений, определяющий их генетические черты, управляется не одним, а тремя факторами: подачей материала, его транспортировкой и условиями формирования осадка в области его захоронения. При этом роль каждого из трех факторов различна для разных отложений. Так, генетические черты собственно вулканических образований определяются преимущественно эндогенной подачей материала, т.е. комплексом вулканических процессов, последние в значительной степени влияют также и на способ транспортировки этих отложений. Что же касается фациальной обстановки, то она накладывает свои черты лишь на некоторые вулканические образования, причем обычно в самом общем виде. По мере нарастания влияния экзогенных процессов все большее значение начинают приобретать агенты транспортировки и фациальные условия. Таким образом, значение фациальной обстановки весьма различно для разных компонентов вулканогенно-осадочных формаций (Ботвинкин, 1974). Следовательно и термин "фация" в привычном понимании не достаточен при фациальном анализе вулканогенно-осадочных формаций. Необходимость совместного рассмотрения вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных образований, теснейшим

образом связанных в вулканогенно-осадочных комплексах, требует обязательного анализа генетических особенностей всех составляющих в неразрывной связи. Для выражения этих особенностей служит термин "генетический тип отложений". По Л.Н.Ботвинкиной, под генетическим типом понимаются отложения (представленные одной или несколькими породами), комплекс генетических признаков которых обусловлен общностью их происхождения, единством процесса их формирования. Основу генетического анализа, согласно этому автору, составляют следующие исходные положения (табл. 7): а) природный процесс вызывает формирование отложений определенного генетического типа; особенности этого процесса обуславливают появление в последнем характерных черт – генетических признаков; б) выявление всего комплекса генетических признаков в отложениях разного рода позволяет расшифровать сформировавшийся их процесс и на этом основании определить генетические типы отложений, слагающих комплекс.

Среди генетических признаков, определяющих тип отложений, выделяется две группы: внутренние, свойственные каждой породе в отдельности, и внешние, указывающие на положение пород в пространстве, характер стратификации и контактов, связь с рельефом, место в определенной последовательности, парагенезы с другими отложениями. Особенности, связанные с процессом формирования отложений, отражены в табл. 8.

Очевидно, что при генетическом анализе необходимо опираться на совокупность всех признаков, которые возможно установить при изучении породы. Следует иметь в виду, что генетические типы как и фации часто характеризуются наличием переходных форм.

Учитывая все сказанное, можно констатировать, что понятия "генетический тип отложений" и "фация" – близки, но не тождественны. В некоторых случаях они как бы совпадают (если процесс формирования определяется преимущественно физико-географической обстановкой), в других их соотношения более сложные. Тем не менее, в последующем изложении мы пользуемся в основном термином "фация", с одной стороны учитывая его большую распространенность и удобство при фациальном анализе, с другой безусловно включая в это понятие и собственно фациальные, и другие генетические аспекты вулканогенно-осадочных образований.

2.2. О классификации вулканогенных пород

Основу палеофациального анализа вулканогенных комплексов составляет детальное изучение пород, их свойств и взаимоотношений. В связи с этим особое внимание уделяется вопросам классификации пород. Различные аспекты этой проблемы рассмотрены в многочисленных работах и методических руководствах (Коптев-Дворников,

Яковлева, Петрова, 1967; Классификация вулканогенных..., 1962; Малеев, 1963, 1977, 1980; Классификация и номенклатура..., 1970; Лучицкий, 1971; Ботвинкина, 1974 и др.). Указанные классификации составлены с разных позиций, учитывают различные классификационные признаки, нередко противоречат одна другой. Большая часть противоречий и расхождений обусловлена с одной стороны характером материала, использованного авторами (например, неизбежны расхождения в классификациях, построенных на материале современных или палеовулканологических провинций), с другой - целями и задачами классификации. Поэтому для практической работы необходимо использовать основные принципы разделения пород на группы по тем или иным признакам, внося необходимые коррективы в некоторые конкретные подразделения, которые могут быть обусловлены особенностями изучаемых комплексов и задачами исследований. В настоящем разделе ограничимся лишь общими замечаниями относительно основных принципов классификации.

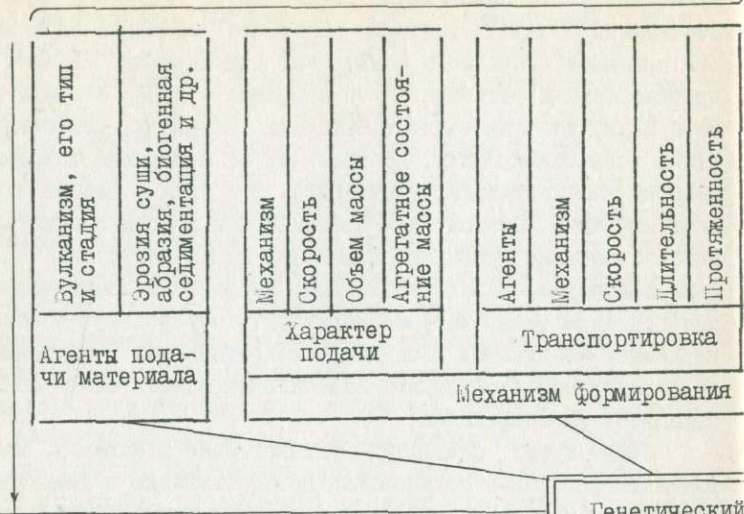
Среди пород, слагающих вулканогенные комплексы, необходимо выделять различные образования по соотношению вулканогенного и осадочного материала. Вулканические или вулканогенные породы, т.е. породы вулканического происхождения, подразделяются на собственно вулканические (различные лавы), вулканокластические и вулканохомогенные. К вулканокластическим относятся пирокластические породы, а также переходные к лавам - лавокластические. Пирокластические в свою очередь разделяются на спекшиеся (спекшиеся туфы, шлаки и др.) и туфы и тефроиды, которые обнаруживают переходы к вулканогенно-осадочным породам - что обусловлено примесью осадочного материала. В группу вулканохомогенных пород должны быть включены хомогенные кварциты, яшмы и другие силициты, гидротермально-осадочные околорудные образования, и, наконец, сами руды гидротермально-осадочного типа. Вулканогенно-осадочные породы, содержащие вулканический и осадочный материал, включают туфы, туффиты и другие породы, различающиеся соотношением указанных компонентов.

Породы вулканогенно-осадочных толщ принято классифицировать по различным признакам: по вещественному составу, структурным, текстурным особенностям, а также по признакам, имеющим отношение к генезису. Одно из наиболее удачных обоснований принципов классификации вулканогенных пород содержится в работе Л.Н.Ботвинкиной (1974), из которой заимствованы основные положения, излагаемые ниже.

Структурные классификации предусматривают деление пород:

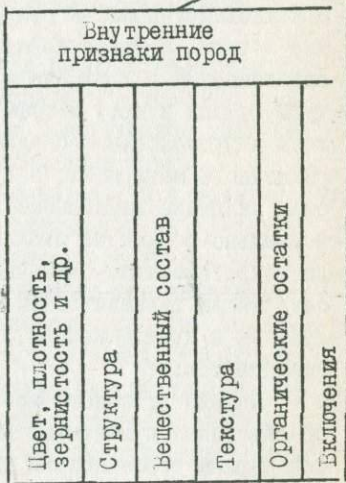
а) по характеру литификации; б) по размеру обломочных компонентов

Суммарное действие факторов формирует генетический тип отложений с его признаками



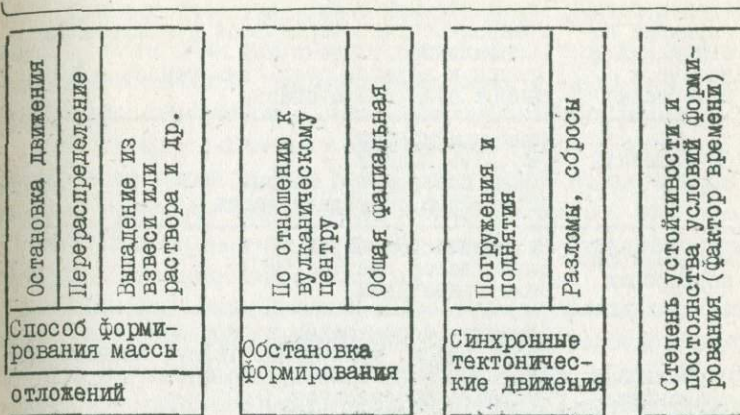
Генетический

Знание современных процессов, обуславливающих определение генетических признаков и проведение экспериментальных работ

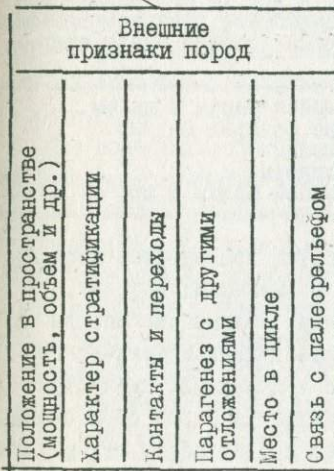


Генетические

факторы



тип отложений



признаки отложений

Характерные наложенные черты (аутигенное минералообразование и др.)

Суммарный анализ признаков позволяет определить генетический тип отложений и формирующие его факторы

Т а б л и ц а 8

Факторы формирования генетических типов отложений, обуславливающие появление в них определенных генетических признаков
(по Л.Н.Ботвинкиной, 1974)

Подача материала	Агенты подачи (причина поступления и источник материала)	Вулканический взрыв, его сила и тип. Фумарольно-гидротермальная деятельность (экзгаляции, гидротермы). Эрозия и абразия суши. Хемогенное и биогенное осадкообразование
	Особенности подачи	Механизм подачи. Скорость подачи. Объем поступающей массы. Агрегатное состояние массы
Транспортировка материала	Агенты транспортировки	Вулканический взрыв. Вода, ветер, лед. Силы гравитации
	Особенности транспортировки	Механизм перемещения и переноса (текучесть массы, расширение газов, перенос во влочением и во взвеси, оползание и др.). Скорость перемещения. Длительность перемещения. Протяженность транспортировки (расстояние от места подачи до места отложения)
Обстановка формирования отложений	По отношению к вулканическому аппарату	Вулканическая постройка, прижерловая часть, склоны вулкана, подножье вулкана. Вся вулканическая область. Вне вулканической области
	Фациальная (палеогеографическая)	Ландшафт (рельеф и другие его элементы). Учитываются динамические, физико-химические и температурные условия среды отложения
Способ формирования массы отложений		Остановка движущейся массы в целом. Перераспределение осадков на дне. Выпадение из взвеси. Выпадение из раствора. Нарастание биогенной массы и др.

породы; в) по степени механической обработки компонентов породы; г) по соотношению слагающих компонентов в смешанных породах.

По характеру литификации вулканогенные обломочные породы делятся на рыхлые и сцементированные. Рыхлые вулканокластические породы, развитые в областях современного вулканизма, именуется термином "тефра". В палеовулканических областях такие образования не сохраняются и первично рыхлый материал подвергается цементации. При этом различают следующие виды цементации.

1. Цементирование лавой. Это породы, объединяемые в группу лавовых брекчий, представляющие собой лаву с включенными в нее

обломками пирокластического происхождения, раздробленными вмещающими породами или обломками ранее застывших порций той же лавы.

2. Цементирование пирокластических обломков раскаленных лавин в результате их сваривания, спекания. Такой тип цементации характерен для игнимбритов и им подобных образований.

3. Цементация, аналогичная цементации осадочных терригенных пород — веществом, кристаллизующимся из растворов, выделяющихся при диагенезе. Этот тип цементации характерен для большинства туфов, вулканохомогенных и вулканогенно-осадочных пород.

По размеру обломочных компонентов породы предложены многочисленные классификации, что свидетельствует о недостаточной разработке этой проблемы. Тем не менее для практического использования при палеофациальном анализе можно рекомендовать классификацию, приведенную Л.Н.Ботвинкиной (табл.9).

По степени механической обработки можно выделять три группы пород¹. Породы, состоящие из необработанных обломков пирокластического материала, следует относить в группу туфов. Породы из пирокластического материала, обработанного вследствие переотложения, перемещения по склону вулканической постройки, можно называть переотложенным туфом. Наконец, обработанный пирокластический материал с примесью терригенного осадка образует породы, называемые вулканотерригенными.

Породы переходные от вулканических к осадочным в зависимости от степени смешения вулканического и осадочного материала образуют обширную группу туффицитов (табл.10). Кроме того, вулканотерригенные породы, содержащие менее 25% вулканогенного материала нередко объединяются в группу вулканогенных алевролитов, песчаников и др.

Для палеофациального анализа помимо перечисленных свойств пород большое значение имеют текстурно-структурные особенности их, которые отражают фациальную обстановку формирования. Сколько-нибудь подробная и обоснованная классификация текстур и структур пород различных фаций не разработана, поэтому в каждом конкретном случае приходится руководствоваться общими сведениями и опираться на имеющиеся сопоставления с детально охарактеризованными породами различных фаций областей современного вулканизма. Одна из попыток классификации текстур и структур пород различных фациальных групп представлена в табл. II.

¹ Здесь и далее мы будем рассматривать в основном литифицированные породы.

Структурная классификация вулканогенных
компонентов, степени их обработки и

Отложения		Размер компонентов,					
		0,01	0,1	0,25	0,5	1	2
Из необработанной тефры	Рыхлый осадок	Вулканический пепел					
		тонкий (вулканическая пыль)	мелкий	средний	крупный	грубый	
	Литифицированная порода	Туф					
тонкообломочный		мелкообломочный	среднеобломочный	крупнообломочный	грубообломочный	мелкообломочный лапиллиевый туф	
Из обработанной тефры	Рыхлый осадок	Тефрогенный алеврит	Тефрогенный песок			грубый	тефрогенный гравий
			мелкий	средний	крупный		
	Литифицированная порода	Тефрогенный алевролит	Тефрогенный песчаник		Тефрогенный гравелит		
Тефроид							
		тонкообломочный	мелкообломочный	среднеобломочный	крупнообломочный	грубообломочный	
Основные компоненты породы (осадка)	Обломки стекла и кристаллов	Обломки вулканического стекла, кристаллов, пород, пемзы					

Т а б л и ц а 9
обломочных пород (по размеру слагающих
литификации), по Л.Н.Ботвинкиной, 1974

в мм		30	100	200	1000
Лапилли	Вулканический агломерат				
		мелкий	средний	грубый	
Лапиллиевый туф	Вулканическая брекчия, агломератовый туф				
Крупнообломочный лапиллиевый туф	мелкообломочный	среднеобломочный	грубообломочный		
Тефрогенный галечник			Тефрогенный валунник		
Тефрогенный конгломерат (мелко-, средне- и крупнообломочный)					
Лапиллиевый тефроид			Грубый тефроид		
Лапилли, обломки пород, кристаллы, обломки пемзы, вулканическое стекло, мелкие бомбы			Грубая тефра: вулканические бомбы, обломки и блоки пород, шлаки, пемза, вулканический пепел		

Т а б л и ц а 10

Переходные породы по степени смешения вулканогенного и осадочного материала

Туфы	Туфы с примесью осадочного материала (около 1/4 породы)	Туффиты		Осадочные породы с примесью пирокластического материала (около 1/4 породы); синоним - туфо-осадочные породы	Осадочные породы	
		Орто-туффиты	Пара-туффиты			
100/0	90/10	75/25	50/50	25/75	10/90	0/100

Соотношение пирокластического и осадочного материала (в %)

Пирокластические породы (вулканосадочные)	Осадочно-пирокластические	Пирокласто-осадочные	Осадочные породы
	Смешанные породы		

Подача пирокластического материала

Подача осадочного материала

Направленность двух различных процессов, идущих одновременно и на одной территории

Текстуры и структуры кислых вулканических пород Рудного Алтая

4 ² / 288	Группа фаций	Фации	Субфации	Текстуры пород	Структуры пород	Структуры основной массы (или цемента)
	1	2	3	4	5	6
53	Жерловая	жерловая	эруптивные брекчии	глыбовые такситовые	агломератовые кластические	
			кластолавы	псевдотакситовые пятнистые флюиднотакситовые	порфиновые кластические	фельзитовые
	Околожерловая	экструзивная	вулканического купола	массивные, полосчатые флюидальные, шаровые	порфиновые гломеропорфиновые	пойкилитовые сферолитовые
			периферическая	флюидальные перлитовые шаровые	оолитовые	сферолитовые, крип-токристаллические, витрофирвные
			склоновых брекчий	такситовые	кластические	
			подводящего канала	массивные полосчатые	порфиновые гломеропорфиновые	сферолитовые микрозернистые
		эффузивная	кровли потока	шлаковые, такситовые миндалекаменные флюидальные	порфиновые	микросферолитовые микропойкилитовые витрофирвные
			центральной части	массивные, флюидальные, шаровые	порфиновые, полифирвные трахитоидные	фельзитовые
	игнимбритовая		такситовые псевдотакситовые флюидально такситовые	игнимбритовые, витрокластические, пелловые, микрофлюидальные		

Продолжение таблицы II

1	2	3	4	5	6
Промежуточная (вулканическая)	эффу- зивная	кровли потока	шлаковые перлитовые пятнистые	афировые мелкопорфировые флюидальные	микрофельзитовые гиалофилитовые витрофирровые
		центральной части	массивные, флюидаль- ные, миндалекаменные	афировые порфировые	фельзитовые
	пиро- класти- ческая	склоновые- олизвершинные	брекчиевые	лапиллиевые псефировые псаммитовые	литокластические кристаллокластические витрокластические
		склоновые- околоподножные	брекчиевые слоистые	псаммитовые алевроитовые	кристаллокластические витрокластические
Удаленная (телевул- каничес- кая)	вулкано- миктовая		брекчиевые тонкослоистые массивные пятнистые	псаммитовые алевроитовые пелитовые	базальный поровый соприкосновения
Субвулка- каничес- кая	субвул- каничес- ких тел	эндоконтакто- вая	такситовые псевдотакситовые	порфировые афировые	фельзитовые пойкилитовые
		внутренняя	массивные полосчатые	гломеропорфировые порфировые	аллотриоморфно- зернистые сферолитовые
Гиповул- каничес- кая	субин- трузив- ных тел	эндоконтакто- вая	шировые широтакситовые полосчатые	гломеропорфировые порфировые	крупносферодитовые аллотриморфнозер- нистые (мелкозер- нистые)
		внутренняя	массивные	крупнопорфировые порфировидные	гранофирровые, гипи- диоморфнозернистые, аллотриоморфнозер- нистые (среднезер- нистые)

2.3. Систематика Фаций вулканогенных комплексов, Фациальные зоны

Палеофациальный анализ вулканогенных формаций и комплексов является одним из ведущих методов изучения древних вулканических провинций, в особенности при металлогенических исследованиях и прогнозных работах. Однако детально разработанной общепринятой классификационной схемы фаций вулканических пород до сих пор нет. Существует ряд схем, предложенных в различное время отдельными авторами. Наиболее известными и признанными среди них являются классификации М.А.Усова, Ю.А.Кузнецова, придававших большое значение выделению глубинных фаций: вулканической, гипабиссальной; В.Н.Котляра, впервые выделившего гиповулканическую фацию; Е.Ф.Малеева, разработавшего классификацию пирокластических пород; Е.Б.Яковлевой, уделявшей большое внимание изучению и установлению отличительных признаков пород субвулканической и лавовой фации.

Разработанная для Рудноалтайской провинции схема вулканогенных фаций (табл. 12) основана на материалах вышеуказанных авторов с использованием данных других исследователей: И.В.Лучицкого, М.Б.Бородаевской, Т.И.Фроловой, а также обобщения большого фактического материала сотрудников кафедры полезных ископаемых МГУ: Г.Ф.Яковлева, В.И.Старостина, В.В.Авдонина, Т.Я.Гончаровой, С.И.Кропачева и других, проводивших многолетние комплексные работы в палеовулканических областях Рудного Алтая, Южного Урала и Северного Кавказа.

Вулканогенные образования занимают в некотором смысле промежуточное положение между глубинными интрузивными породами, формирующимися в недрах земли при значительном давлении и высокой температуре, и поверхностными осадочными породами, седиментогенез которых происходит в резко отличной обстановке (низкие температуры и давления). Как было отмечено выше, процессы образования вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород достаточно сложны, что обусловлено, в первую очередь, сочетанием характера вулканических извержений, условий транспортировки, накопления, преобразования продуктов вулканизма и материала других источников. Таким образом, формирование пород вулканических фаций происходит при участии эндогенных и экзогенных факторов. Определяющее влияние того или иного обосновывает выделение двух крупных фациальных рядов — поверхностного и глубинного (см. табл. 12). Более дробное подразделение их на группы производится по положению формирующихся пород относительно земной поверхности и магмовыводящего канала. В

Ряд фаций	Группа фаций	Фации	Субфации
Поверхностный	Около-жерловая	1) экструзивная 2) эффузивная 3) игнимбритовая 4) лавовых брекчий 5) пирокластическая	1. а) вулканического купола, б) периферическая, в) склоновых брекчий, г) подводящего канала; 2. а) фронтальная, б) кровли потока (шлаковые брекчий) и др.
	Промежуточная (вулканических склонов)	1) эффузивная 2) пирокластическая 3) лахаровая	1. а) фронтальная, б) кровли потока (шлаковые брекчий)
	Удаленная	тефроидная, вулканомиктовая	
Глубинный	Вершинных депрессий	1) осадочная 2) эффузивная 3) экструзивная 4) пирокластическая	2. а) фронтальная, б) кровли потока; 3. а) вулканического купола, б) периферическая, в) склоновых брекчий, г) подводящего купола
	Жерловая	экструзивная, жерловая	а) эруптивных брекчий, б) кластолав
	Субвулканическая	субвулканических даек - " - силлов	а) эндоконтактовая, б) внутренняя
	Гиповулканическая	субинтрузивных тел	а) эндоконтактовая, б) внутренняя

пород Рудного Алтая

Положение в вулканических структурах	Расстояние от центра (глубина)	Обстановка формирования
стратовулканы, вулканокупольные сооружения, экструзивные купола	0,5-1,5 км	подводная, иногда субаэральная
склоны крупных стратовулканов, межвулканические депрессии	2-3 км	подводная, часто мелководная
вулcano-тектонические и кальдерообразные депрессии	3-5 км и более	подводная
вершинные депрессии стратовулканов		подводная
стратовулканы, вулканокупольные сооружения, их корневые части	0-100 м	близповерхностное
центры вулканической активности	100 м - 1,5 км	субвулканические глубины, нередко проявлена связь с поверхностью
глубокоэродированные центры вулканической активности, очаговые зоны	1,5 - 3,0 км	субвулканические глубины, периферические очаги

последние годы сложилось убеждение, что обстановка и условия формирования вулканических пород определяются главным образом степенью удаленности от магмовыводящего канала. Транспортировка и дифференциация материала, температурный режим, возможность поступления материала из других источников, условия отложения и литификации — все эти и другие факторы, определяющие генетический тип и в той или иной степени влияющие на фациальный облик пород, в конечном итоге определяются удаленностью от жерловины. Исходя из этого принципа в ряду поверхностных фаций выделяются околожерловая, промежуточная (вулканического склона) и удаленная группы фаций (Малеев, 1977; Вулканогенные..., 1978).

В ряду глубинных фаций (кроме жерловой) устанавливается субвулканическая и гиповулканическая группы фаций. Основным фактором при их выделении является глубина застывания пород, которая определяется условно, так как геологические (реставрация разреза) и петрографические признаки пород (степень раскристаллизации, структурные особенности) не всегда позволяют надежно оценить глубину их формирования.

Ряд поверхностных фаций. В этом ряду по степени удаленности от центра извержений выделяются околожерловая, промежуточная и удаленная зоны, в которых формируются соответствующие группы фаций. Очевидно, что границы между этими зонами условны и расплывчаты. В одном и том же вулканическом центре эти границы меняются для разных этапов и стадий вулканизма.

В околожерловой группе объединены фации отложений собственно вулканических пород, представляющих собой непосредственные продукты извержения: выжатые, излившиеся или выброшенные вулканом и практически не испытавшие дальнейшего перемещения экзогенными агентами. Состав отложений этой группы определяется составом расплава и типом вулканизма. Собственно фациальная обстановка играет второстепенную роль и оказывает влияние в самом общем виде (субаэральная или подводная обстановка).

В околожерловой группе, помимо собственно жерловой фации, одной из самых характерных является экструзивная фация, специфика которой определяется условиями формирования вулканических тел частично на поверхности, частично в выводном канале. Для околожерловой зоны характерно также развитие эффузивной фации, которая представлена обычно мощными потоками и покровами, занимающими ограниченные площади вблизи каналов излияния. Широко развиты грубообломочные туфы: агломератовые, глыбовые, бомбовые, представляющие пирокластическую фацию. Грубообломочный пирокластический материал транспортируется недалеко от жерловины и нередко несет признаки

обжига, спекания, пластических деформаций. Преимущественной принадлежностью околожерловой группы является игнимбритовая фация, представленная игнимбритами, спекшимися туфами, пемзовыми, шлаковыми¹. В породах этой фации нередко имеются признаки воздействия высоких температур: спекание, вторичное переплавление и течение в вязком состоянии. Поэтому лавовые породы, несущие следы флюидальности, пузыристости, захвата охлажденной корки потока, иногда трудно отличимы от спекшихся туфов с признаками вторичного переплавления и течения. Таким образом, для околожерловой зоны характерны жидкие, полужидкие, вязкие лавовые или пирокластические потоки с растеканием вулканического материала на сравнительно небольшие расстояния от канала.

В образовании пород промежуточной группы фаций вулканические и экзогенные процессы принимают равное участие. Это продукты вулканических извержений, перемещенные на поверхности не только силой вулканического взрыва или гравитацией, но и экзогенными агентами. Фациальная обстановка имеет большое значение, определяя характер переноса и осаждения материала. Ведущую роль в этой группе играет эффузивная фация, представленная потоками и покровами небольшой мощности, но в результате растекания лавы по склону вулкана, занимающими значительные площади. Для пирокластической фации характерны средне- и крупнообломочные, часто лапиллиевые туфы, которые формируются из пирокластики, транспортируемой в подводной обстановке на значительные расстояния. На склон вулкана этот материал попадает в остывшем твердом, очень редко в полупластичном, вязком состоянии. Накапливающийся на склоне вулкана пирокластический материал образует пласты туфов. Лавам свойственно течение и растекание по склону. Для промежуточной зоны характерны обычные эффузивно-туфогенные разрезы, представленные переслаиванием потоков лав и пластов разнообломочных туфов. При подводном вулканизме туфы нередко имеют ритмично-слоистое строение. При наземном вулканизме в результате селевых потоков происходит накопление мощных линз грубообломочного, несортированного вулканического материала, относимого к лахаровой фации.

Удаленная группа представлена преимущественно вулканогенно-осадочными и осадочными породами. Они связаны с разными источника-

¹ Следует отметить, что в геосинклинальных колчеданоносных формациях преобладают небольшие по размерам игнимбритовые потоки, тяготеющие к жерловым зонам вулканов, в отличие от обширных игнимбритовых полей, свойственных орогенному вулканизму.

ми материала: вулканическим (эксплозии и газо-гидротермальная деятельность) и экзогенным (терригенный материал, хемогенное и биогенное осаднение). Материал отложений представлен осадками различного состава, структуры и исходного генезиса.

Для удаленной группы не характерно присутствие лав; потоки и покровы встречаются редко. За пределами вулканической постройки преобладает тонкообломочный, пепловый материал, слагающий пласты, мелко- и тонкообломочных туфов пирокластической фации. Обычно накопление рыхлого вулканического материала, сносимого с вулканического склона водными потоками в аэральных условиях и водными течениями в подводной обстановке, и формирующего пласты туффитов и тефроидов, объединяемых в тефроидную фацию. Вулканический материал, образующийся при частичном разрушении, размыве вулканической постройки и накапливающийся в виде туфопесчаников, туфоалевролитов выделяется в вулканомиктовую фацию. Для пород этой группы характерно накопление вулканического материала в холодном состоянии с признаками транспортировки его на значительные расстояния: окатанности обломков, сортировки по величине и зонального расположения относительно канала извержения.

В особую группу, по нашему мнению, следует выделять фации вершинных депрессий. Эти структуры имеют важное значение, поскольку к ним часто бывают приурочены колчеданно-полиметаллические месторождения. Обстановка их формирования характеризуется большим разнообразием условий. Обычно здесь на фоне процессов седиментации в условиях относительно обособленных бассейнов происходят излияния базальтовых лав, внедрение субвулканических и силловых залежей того же состава и формирование кислых (риолитовых) экстрюзий. Таким образом возникает довольно устойчивый парагенезис тонкообломочных терригенных образований (глинисто-кремнистых и известковистых сланцев и алевролитов), гидротермально-осадочных пород (кварцитов, доломитолитов и др.), лав и субвулканов базальтового состава и небольших по размерам экстрюзивных куполов (однородных и зональных моногенных экстрюзий).

Ряд глубинных фаций. Жерловая группа фаций характеризуется образованием тел при выдавливании, выжимании лавы по выводному каналу на поверхность. Из выжатой лавы формируются иглы, обелиски, неки и купола, закупоривающие жерловину, частично выступающие над ней или растекающиеся на небольшие расстояния вокруг нее. Все эти тела объединяются в экстрюзивную фацию, которая, как было отмечено выше, с полным основанием относится и к околожерловой группе в ряду поверхностных фаций. Иными словами, экстрюзивная

фа́ция по специфике своего образования и пространственного положения относится и к поверхностному и к глубинному рядам фа́ций.

Кроме того, широко распространена в названной группе собственно жерловая фа́ция, представленная разнообразными брекчиями, лавоподобными породами, выполняющими магмовыводящие каналы — жерловины. Эти породы характеризуются рядом отличительных свойств, определенных условиями их образования, а также закономерным, зональным расположением внутри жерловины.

Тела субвулканической и гиповулканической групп фа́ций формируются при внедрении лавового вещества в трещины, зоны дробления, полости межпластового отслаивания, флексурных изгибов. Формы тел обусловлены их секущим положением по отношению к вмещающим породам (дайки, жилы, штоки) или согласным (силлы, пластообразные залежи). Часто образуются тела сложной, комбинированной формы. Иногда в строении тел принимают участие обломочные породы: автомагматические и взрывные брекчии.

Из приведенного обзора видно насколько резко различаются обстановки формирования выделенных групп фа́ций. Образование жерловой фа́ции происходит в условиях сочетания глубинных и поверхностных факторов. Глубинные фа́ции: субвулканическая и гиповулканическая характеризуются формированием тел в закрытых камерах под влиянием эндогенных факторов. Для поверхностных фа́ций существенное значение приобретают экзогенные процессы. Группы фа́ций различаются также по закономерному соотношению в них лавовых и пирокластических пород. Глубинные, а также жерловая и околожерловая группы слагаются преимущественно лавовыми породами с подчиненным количеством обломочных разностей. Для промежуточной группы характерно примерно равное соотношение лав и пирокластических образований. Удаленная группа состоит в основном из пирокластических и вулканогенно-осадочных пород.

Фа́циальные условия формирования пород в значительной степени определяют их структурно-текстурные особенности (см. табл. II). И хотя последние в силу конкрегентности признаков не могут служить надежными критериями для распознавания фа́ций, тем не менее они весьма информативны, а в ряде случаев выступают в качестве главных, особенно при решении некоторых генетических вопросов.

Фа́ции закономерно различаются по составу и строению обломочного материала. Особенно наглядно это проявляется для поверхностных фа́ций. По мере удаления от выводного канала уменьшается количество ювенильной пирокластики, уменьшается степень спекания, сваривания обломков, уменьшаются размеры обломков и увеличивается степень их окатанности, сортированности, увеличивается примесь

перемытого вулканогенного и осадочного материала. Среди глубинных фаций количество обломочных брекчиевых пород заметно увеличивается в жерловой зоне и приповерхностных субвулканических образованиях.

Закономерное расположение фаций относительно канала вулканической постройки приводит к появлению зональности, т.е. каждая из указанных групп фаций соответствует определенной зоне, что используется при картировании. Выделяется несколько видов зональности: кольцевая, линейная, симметричная, асимметричная и др. Наиболее характерна для вулканов центрального типа кольцевая зональность.

Фациальный облик пород поверхностного ряда фаций в значительной степени определяется палеогеографическими условиями образования и в частности глубиной морского бассейна. Как правило, информация об этом чаще всего бывает запечатлена в особенностях осадочных, вулканогенно-осадочных, реже - пирокластических пород, сопровождающих эффузивы. В меньшей степени эти признаки свойственны лавовым породам, лавовым брекчиям. Так, например, имеются указания, что наземные эффузивы от подводных могут отличаться по структурным особенностям. Общепринятым является мнение о том, что краснокаменные изменения пород служат признаком субаэральной обстановки их формирования. Широкое развитие следов перемыва обломочных пород, характерное строение слоистого разреза может служить указанием на прибрежно-морские условия их накопления. Гораздо меньше имеется данных, позволяющих надежно обосновать образование пород в условиях умеренных морских глубин или глубоководных трогов. Тем не менее, одной из основных задач фациального анализа следует считать восстановление палеогеографической обстановки формирования тех или иных фаций вулканогенных пород.

Следовательно, группы фаций и фации - основные подразделения фациального анализа. Установление их дает основание для выявления внутреннего строения вулканических сооружений и региональных вулканических зон. Фациальный анализ обычно производится для последовательных возрастных этапов, что позволяет выяснить общую эволюцию вулканизма региона.

Вместе с тем в ряде случаев фациальный анализ помогает провести более детальное изучение конкретных геологических тел. Дело в том, что нередко отдельные породы, формирующиеся в сложной обстановке, несут на себе признаки, позволяющие точно установить место их образования. Это определяет возможность подразделения фации на субфации. Так, например, в экструзивной фации можно выделить субфации: а) вулканического купола (внутренняя часть постройки, сложенная массивными и флюидалными лавами), б) периферическо-

го чехла (лавобрекчии, литофизные породы, туфовидные образования, наиболее свойственные экструзиям типа куполов набухания), в) склоновых брекчий (брекчии, возникающие в результате разрушения экструзий и образующие своеобразный шлейф), г) подводящего канала (так называемые "ножки" экструзий, сложенные породами субвулканического облика (см. табл. 12). Необходимо отметить, что подобные субфации являются в ряде случаев типоморфными и позволяют надежно диагностировать фации.

2.4. Методика палеофациальных исследований.

Палеовулканологические реконструкции

Детальный палеофациальный анализ вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород в последние годы признан одним из важнейших методов, являющихся неотъемлемой частью прогнозно-металлогенических исследований палеовулканических провинций. Это обусловлено тем, что фациальный анализ и метод палеовулканологических реконструкций позволяет детально изучить все особенности процесса формирования вулканогенных толщ и отдельных сооружений, обоснованно производить стратификацию их и тем самым изучить историю вулканизма и сопровождающих его процессов. Кроме того, палеовулканологические исследования, проведенные в последние годы на Урале, Рудном Алтае и в других палеовулканических областях, позволили выявить важные закономерности локализации руд, обусловленные особенностями фациального состава вулкаников.

Детальный фациальный анализ древних вулканогенных толщ представляет собой сложный и трудоемкий процесс, что определяется рядом обстоятельств.

1. Сложностью фациального строения вулканогенных толщ, усугубляющейся быстрой и резкой сменой условий накопления и захоронения вулканических пород, частичным или полным разрушением, разрывом вулканических построек в процессе их формирования и в результате последующих этапов вулканизма. Все это в конечном итоге способствует возникновению пестрой фациальной картины строения вулканогенных толщ и затрудняет реставрацию фациальной обстановки для каждого конкретного этапа.

2. Конвергентностью фациальных признаков вулканогенных пород. Достаточно сказать, что по составу, петрохимическим и текстурно-структурным признакам часто невозможно различать субвулканические и лавовые образования, а также туфы и разнообразные эксплозивные, эруптивные и автомагматические брекчии.

3. Существенными преобразованиями пород в результате проявления различных типов метаморфизма. В большинстве случаев в па-

леовулканических провинциях вулканогенные толщи подвергаются многократному воздействию процессов регионального, динамотермального, контактового и других видов метаморфизма. Часто не только выявление фациальных признаков, но сама диагностика пород чрезвычайно затруднительна.

4. Недостаточной обнаженностью: в результате этого часто оказывается невозможным использовать важнейшие для диагностики фаций наблюдения над взаимоотношениями пород, их изменчивостью, закономерной сменой одних пород другими по вертикали и латерали.

Перечисленные обстоятельства диктуют необходимость при фациальном анализе палеозойских вулканогенных толщ использовать комплексную методику диагностики фаций, включающую системное рассмотрение фациальных признаков на различных уровнях. Таких уровней изучения можно выделить четыре: шлиф - штуф - обнажение - участок. Первый уровень определяет возможность изучения состава и микроструктур, характерных для пород различных фаций и субфаций. На втором уровне устанавливаются текстурные особенности пород, что приобретает первостепенную важность для фациальной диагностики крупнообломочных пород. Третий уровень дает возможность диагностировать фации по наблюдениям над взаимоотношениями пород. Это - уровень субфаций, отдельных частей тел, их контактов. Четвертый уровень предусматривает изучение геологических тел и локальных вулканических структур (главным образом небольших по масштабу - субвулканов, экструзивов) в полном объеме. Иногда целесообразно выделять и пятый уровень - уровень региональных исследований, когда объектами палеовулканического анализа служат региональные вулканические и вулкано-тектонические структуры.

Необходимо подчеркнуть, что для диагностики фаций в ряде случаев целесообразно привлекать петрохимические и геохимические данные.

Для отнесения пород к той или иной фации или группе фаций решающим может оказаться один из признаков, в то время как другие свойства имеют дополнительное значение. Например, для уверенного распознавания некоторых видов магматических брекчий и отличия их от пирокластических пород важным является наличие в первых магматического цемента, что может быть определено при микроскопическом изучении. В ряде случаев субвулканические породы от эффузивных отличаются по текстурно-структурным особенностям и степени раскристаллизации - т.е. признакам, хорошо наблюдаемым в шлифах и образцах пород. Выделение лавовых потоков и покровов, фрагментов экструзивных куполов, жерловин и других может быть основано только на изучении взаимоотношений пород в обнажениях. И, наконец,

вулканические центры, склоны вулканических сооружений и другие крупные элементы вулканических структур могут быть определены при детальном картировании. При этом окончательная диагностика фациальной принадлежности породы должна производиться с обязательным учетом всех доступных наблюдению и изучению особенностей.

Одним из наиболее сложных определений является выявление фациальных признаков на уровне геологических тел (пластов, прослоев, покровов и др.) особенно если такой анализ приходится проводить по керну буровых скважин в закрытых районах. Здесь следует обратить внимание на то, что не всегда методически оправдано стремление к дробному расчленению пород. В первую очередь это касается обломочных разностей, которые часто образуют не самостоятельные пласты и прослои, а принадлежат более крупным геологическим телам и являются элементами зональности и указывают на конкретную фациальную обстановку их образования. Примером могут служить обломочные породы верхних частей эффузивных лавовых потоков, которые нередко принимаются за туфы, или краевые осипные брекчии экструзивных и экструзивно-лавовых куполов, часто определяемые как туффиты или туфы. В этом отношении для фациального анализа не менее важно, чем сопоставление разрезов, изучение изменчивости одного конкретного пласта по мощности и простиранию — выводы, основанные на таком изучении, служат прямыми показателями условий образования породы.

При фациальном анализе специального рассмотрения требует вопрос о взаимоотношениях генетических типов и фаций. Вулканогенные породы формируются в условиях очень сложного рельефа, поэтому последующие продукты извержения, как правило, накапливаются на этом сложном рельефе и характеризуются весьма причудливыми границами, которые могут быть легко интерпретированы как секущие. Это одна из причин многочисленных случаев ошибочного выделения так называемых секущих брекчий, субвулканических тел и др. Избегать подобных ошибок можно лишь при тщательном изучении не только самого контакта, но всего геологического тела, всех особенностей породы.

Палеофациальный анализ должен проводиться по двум направлениям: 1) изучение фациальных особенностей пород, отдельных геологических тел и их частей; 2) изучение фациальной принадлежности пачек, толщ, участков, сложенных переслаивающимися между собой или находящимися в иных сложных взаимоотношениях вулканогенными, вулканогенно-осадочными породами.

Значительный интерес для реконструкций условий и обстановки формирования вулканитов представляют результаты изучения первич-

ных расплавных включений. Сравнительное изучение их состава, количества, морфологических особенностей, температур гомогенизации в породах различных типов, а также в различных частях отдельных тел (субвулканических, экструзивных, лавовых) помогает определить генетический тип и фаціальную принадлежность изучаемых пород. Помимо этого методика изучения включений может быть использована для сопоставления обломков (галеk в конгломератах, обломков в осыпных брекчиях экструзий и др.) с предполагаемыми материнскими породами.

Особое внимание при палеовулканологическом анализе уделяется выделению типов разрезов, характерных для околожерловых зон, склонов стратовулканов, центральных, купольных и фронтальных частей экструзивных сооружений, межкупольных и межвулканических депрессий, внутренних и прикальдерных зон кальдерообразных депрессий и др. Типы разреза, характеризующие определенные фаціальные обстановки, являются основой для палеовулканологических карт.

Палесреконструкции вулканогенных структур. Палеовулканологические реконструкции необходимы для изучения деталей строения и истории формирования локальных и региональных вулканотектонических структур и вулканических зон, изучение характера и особенностей вулканизма, этапов его развития. Эти сведения необходимы для обоснования оценки рудоносности структур и выработки дополнительных поисковых признаков и предпосылок. В настоящее время разработаны разнообразные методы и приемы реконструкций, которые в зависимости от конкретных целей и задач, в первую очередь от масштаба, могут выполняться в определенной последовательности. Опыт многолетнего изучения вулканических структур Рудного Алтая, Южного Урала и других районов позволяет предложить некоторые методические рекомендации.

Прежде всего целесообразно разделять региональные и локальные реконструкции. Первые выполняются для крупных площадей, охватывающих ряд региональных вулканотектонических структур, каждая из которых характеризуется длительным многоэтапным вулканизмом. Основным назначением таких реконструкций является установление общего характера вулканизма, его этапности, основного направления эволюции. Важное место в этих исследованиях занимает сравнительный анализ развития и строения региональных вулканотектонических структур. При этом особое внимание уделяется вопросам рудоносности структур, выяснению закономерностей размещения месторождений, выяснению главных этапов оруденения. Региональные реконструкции выполняются в масштабах от 1:10 000 до 1:1 000 000. В качестве примера региональных реконструкций можно указать атлас

палеотектонических карт ("Атлас...", 1973). К этому же типу реконструкций относятся и более детальные (1:100 000) карты и схемы северо-западной части Рудного Алтая, составленные Г.Ф.Яковлевым, В.В.Авдониным и др. (1980). В основе методики составления палеовулканологических карт лежит геологическое картирование и анализ имеющихся геологических материалов, включающих составление разрезов, характеризующих отдельные зоны и их части. Важнейшую роль приобретает фациальный анализ: даже региональные палеовулканологические реконструкции невозможны без специального проведения палеофациального картирования, хотя бы основных опорных участков. При работах этого масштаба рекомендуется для характеристики вулканизма использовать статистические оценки типа коэффициентов эксплозивности и др. (Малеев, 1974). Широко используются результаты дешифрирования аэрофотоматериалов, геофизических и других исследований. Важную роль в оценке характера вулканизма, его эволюции и рудоносности играют петрохимические характеристики. Как показывают результаты изучения вулканизма в пределах региональных структур северо-западной части Рудного Алтая, петрохимические особенности вулканогенных комплексов в различных структурах подтверждают относительную автономность их развития, подчеркивают их специфику, обусловленную положением относительно крупнейших структур, иллюстрируют направленность эволюции, служат обоснованием металлогенической специализации.

Основным способом отражения полученных в результате палеовулканологического анализа связей и одновременно одним из методов этого анализа является сопоставление палеовулканологических карт и схем. Последние в сочетании с разрезами дают наглядное представление о морфологии и структуре вулканических зон, закономерностях размещения и структурной приуроченности вулканогенных месторождений (рис. 6, 7).

Необходимо подчеркнуть, что при составлении региональных палеовулканологических карт широко используются результаты детальных реконструкций, которые с одной стороны непосредственно находят отражение на этих картах, с другой помогают в расшифровке вулканических структур на площадях, где не проводились детальные работы.

Эти карты служат основой структурно-металлогенического районирования, источником сведений о дополнительных, конкретных для каждой провинции палеовулканологических поисковых предпосылках и признаках, и поэтому являются основными материалами при прогнозных исследованиях.

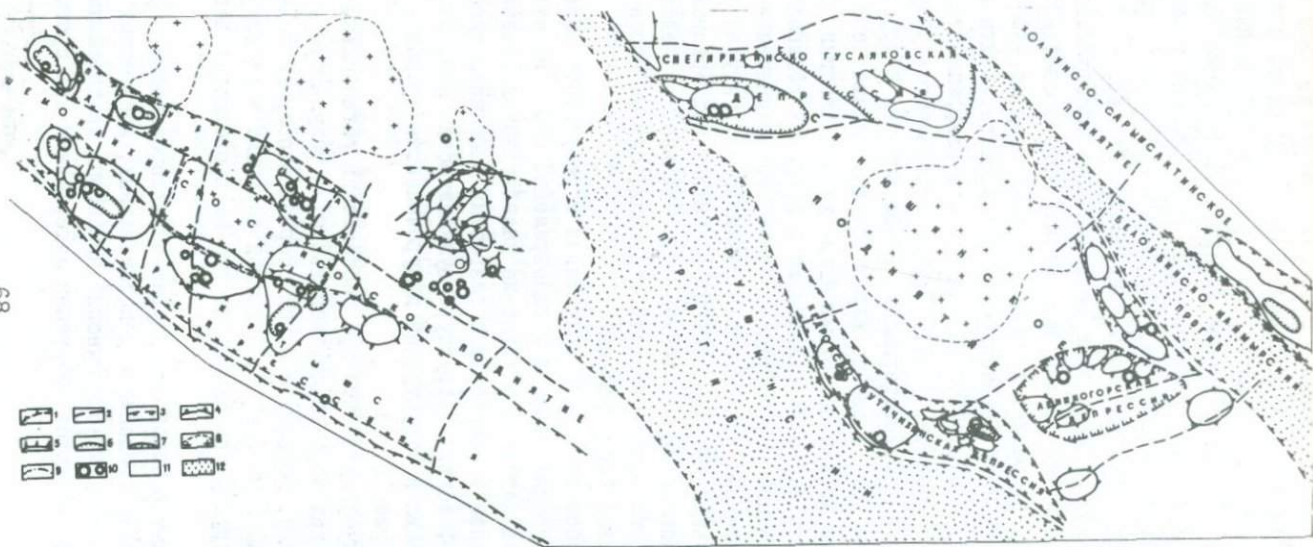


Рис. 6. Палеовулканологическая схема эйфельского и живетско-раннефранского этапов центральной части Рудного Алтая. 1 - границы вулкано-тектонических поднятий; 2 - региональные синвулканические разломы; 3 - границы региональных вулкано-тектонических депрессий; 4 - стратовулканы; 5 - экструзивно-лавные купола; 6 - вершинные депрессии; 7 - кальдерообразные депрессии; 8 - гранитные массивы, завершающие этапы вулканизма; 9 - контуры размытых площадей; 10 - месторождения и рудопроявления; 11 - площади вулканогенных поднятий, на которых накапливались породы базальт-диоритовой формации; 12 - прогибы, области накопления терригенных формаций

5²/288

ЭКСТРУЗИВНО-ЛАВОВЫЕ КУПЛА
ТИШИНСКОЙ ДЕПРЕССИИ

ЧЕРЕМШАНСКИЙ
УКАСАИДОВАННЫЙ
СТРАТОВАУКААН

ОСТРОВИНСКИЙ
СТРАТОВАУКААН

КОЗАУШНСКИЙ

ТИВИНСКИЙ

ДИВИНСКИЙ

ТИШИНСКАЯ ДЕПРЕССИЯ

ЧЕРЕМШАНСКИЙ
СТРАТОВАУКААН

ПОЗНОЛАВОВСКИЙ
ЭКСТРУЗИВНО-ЛАВОВЫЙ
ВУКААН-ТЕКТОНИЧЕСКАЯ
ДЕПРЕССИЯ

69

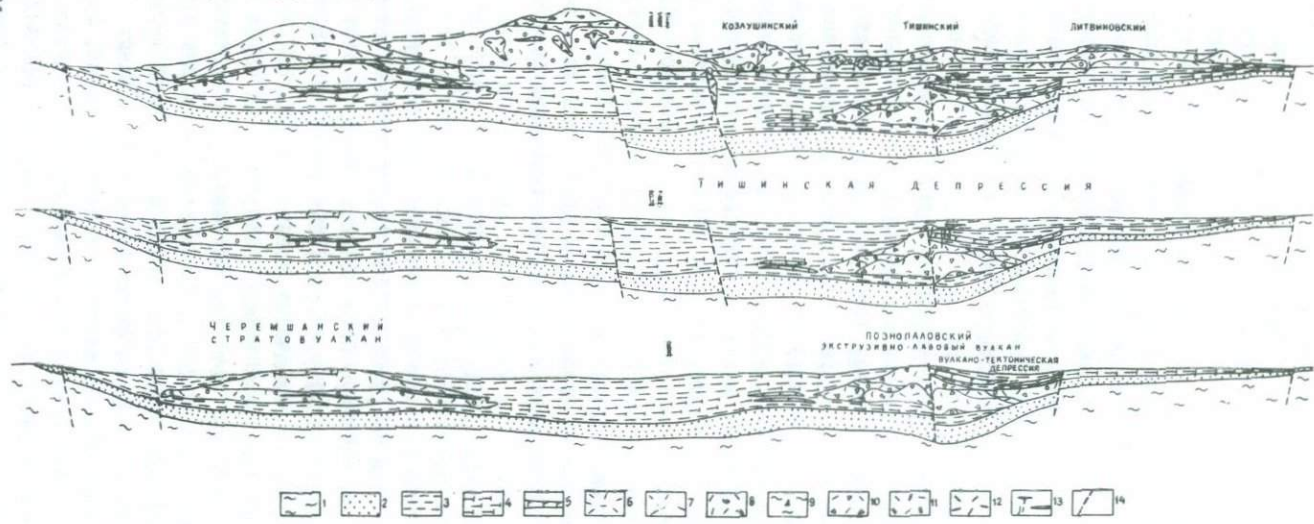


Рис. 7. Этапы развития Кедровско-Бутачихинской краевой депрессии. Схематическая палеорекострукция совмещенного продольного профиля. I - этап формирования позднеэйфельского базальт-липаритового комплекса; II - этап образования Тишинской депрессии; III - этап формирования позднеэйфельско-раннеживетского дацит-липаритового комплекса. 1 - метаморфические породы нижнего палеозоя; 2 - туфогенные песчаники кряжовской свиты; 3 - осадочные породы (алевролиты, песчаники); 4 - туффиты и туфопесчаники; 5 - базальтовые порфириты; 6 - липаритовые порфиры; 7 - туфы липаритовых порфиров; 8 - лавовые брекчи липаритовых порфиров; 9 - игнимбриты; 10 - экструзии липаритовых порфиров; 11 - дацит-липаритовые порфиры; 12 - субвулканические липаритовые порфиры; 13 - рудные тела; 14 - разломы

Несколько иные методические приемы используются при реконструкциях локальных вулканических и вулкано-тектонических структур. Необходимость изучения внутреннего строения и этапов формирования локальных структур методами реконструкций определяется тем, что некоторые типы их контролируют размещение месторождений и рудных полей. Прежде всего, в основе реконструкций локальных структур лежит детальный палеофациальный анализ, используемый по двум направлениям: 1) детальное палеофациальное картирование структур, 2) изучение основных закономерностей фациальной изменчивости пород, смены фаций в пространстве по латерали и вертикали, что в конечном итоге дает возможность восстанавливать эродированные части сооружений.

Выявление наиболее распространенных типов вулканических структур в известной степени определяется предварительным установлением характера извержения, что может быть достигнуто при оценке взаимоотношений пород различного типа (вулканогенных, вулканогенно-осадочных, осадочных) по данным ранее проведенных геологических съемок и геологоразведочных работ. В значительной степени уточнить эти сведения могут результаты петрографического изучения пород и в первую очередь всех типов обломочных, которые обладают наибольшей информативностью. Состав и размер обломков, взаимоотношения их между собой, особенности цемента, наличие или отсутствие сортировки, слоистости, примесь существенно постороннего материала (например, гранитоидов и др.) — все эти сведения могут дать очень ценный материал для характеристики преобладающих типов извержения.

Важной составляющей данного комплекса работ является выявление морфологических особенностей локальных структур. Это может быть выполнено только для хорошо изученных структур; удовлетворительно обнаженных (или вскрытых с поверхности горными выработками) и разбуренных на глубину. Определенную помощь в этом, в особенности при типизации структур, оказывают результаты детального картирования их в сильно складчатых зонах, где благодаря крутому, почти вертикальному залеганию пород, геологическая карта представляет собой по-существу детально изученный и закартированный разрез. Существенную помощь при детальных реставрациях оказывает выяснение палеогеографической обстановки образования вулканитов, что устанавливается в процессе фациального картирования. Особое внимание следует обращать на изучение осадочных пород. Фациальные особенности их дают основу для характеристики отрицательных структур — межвулканических, кальдерообразных и в особенности вершинных депрессий. Важное значение они имеют и при изучении

стратовулканов и вулкано-купольных структур.

При изучении локальных структур интересные сведения могут быть получены в результате использования петрофизических, термобарогеохимических, петрохимических методов. Каждый из них в значительной степени помогает при диагностике фаций пород, а также дает дополнительные (а иногда решающие сведения) о последовательности (этапности) формирования структур, взаимоотношениях слагающих их пород. Наиболее распространенным методом исследования и способом отражения результатов реставрации локальных структур являются серии разрезов, составляемых для каждого этапа и учитывающих все преобразования, происходящие в течение этих этапов.

В заключение следует отметить, что работы по составлению палеовулканологических карт рекомендуется проводить в три стадии. В первую на основе детальных геологических съемок с использованием палеофациального анализа и специализированного фациального картирования опорных участков с учетом глубинного строения территории по геофизическим данным составляются палеофациальные карты. Затем производятся палеовулканологические реконструкции выявленных вулканических структур, выясняются особенности их строения, этапы формирования и последующих деформаций, минерализации, зональность гидротермальных изменений, петрофизические и петроструктурные исследования. Третья стадия завершается составлением палеовулканологических карт и схем для каждого этапа вулканической деятельности, на которых отражаются закономерности размещения различных типов вулканических структур, основные особенности их состава и строения и перспективы обнаружения месторождений.

3. ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЧЕСКИЕ ПОИСКОВЫЕ ПРЕДПОСЫЛКИ

Месторождения, связанные с вулканогенными комплексами, характеризуются тем, что закономерности их размещения и локализации, состав руд и ряд других особенностей в значительной степени обусловлены составом и внутренним строением вулканогенных толщ, особенностями региональных и локальных вулканических структур. Это создает основу для использования при прогнозных и поисково-разведочных работах комплекса геологических предпосылок и поисковых признаков, вытекающих из генетических особенностей месторождений. Предпосылки поисков вулканогенных месторождений, базирующиеся на их генетических связях с вулканизмом, выявляются при детальном палеовулканологическом анализе и объединяются в три группы: формационные, фациальные, структурные.

Основные принципы подхода к выявлению, обоснованию и использованию палеовулканологических предпосылок можно рассмотреть на

примере рудноалтайских колчеданно-полиметаллических месторождений.

Формационные предпосылки поисков определяются связью колчеданно-полиметаллических месторождений с рудоносными вулканогенными комплексами базальт-риолитовой формации. Рудоносные комплексы, входящие в состав формаций, характеризуются различными петрохимическими чертами в силу различий в глубинах зарождения, времени формирования, условиях дифференциации и результатах этого процесса. По этим же причинам комплексы обладают и различной рудоносностью и металлогенической специализацией.

Изучение эволюции вулканизма и закономерностей латеральной изменчивости пород позволили выделить три подформации: эмско-эйфельскую, живетско-раннефранскую и позднефранско-раннефаменскую.

Большая часть вулканогенных комплексов эмско-эйфельской подформации являются рудоносными, причем с ними связаны, как правило, крупные барит-полиметаллические и полиметаллические месторождения (Зрянновской группы, Лениногорского рудного поля и др.). Это объясняется преимущественно калиевым профилем вулканитов и высокой степенью ликвационной расслоенности в магматических очагах. Характерно, что более поздние комплексы этой подформации не являются рудоносными вследствие относительно более слабого развития, недостаточной дифференцированности очагов, неблагоприятной палеогеографической, палеофациальной обстановкой формирования пород. В некоторых структурах, где поздние комплексы получают более мощное развитие, характеризуются высокой степенью ликвационного расслоения, с ними связаны месторождения, например Тишинское.

Комплексы живетско-раннефранской подформации являются рудоносными в большинстве региональных структур, где они получили развитие. На примере месторождений этого этапа наиболее отчетливо проявлена обусловленность состава руд петрохимическими особенностями рудоносных комплексов, что было отмечено в разд. I.6.

Позднефранско-раннефаменская подформация представлена породами существенно натровой специализации. Этим в первую очередь определяется преобладание на Николаевском месторождении медноколчеданных и медноцинковых руд.

Итак, риолитовые и базальт-риолитовые комплексы с относительно повышенным содержанием калия и с признаками высокой степени ликвационной дифференциации магматических расплавов, предшествующей извержениям, определяют, как правило, месторождения полиметаллических и колчеданно-полиметаллических руд с высоким содержанием свинца и бария. И наоборот, с комплексами существенно натрового состава ассоциируются преимущественно колчеданные и медноколчеданные месторождения.

Как показывают данные палеовулканологического анализа рудных полей, наиболее крупные промышленные месторождения располагаются в участках наиболее полного развития комплексов, где вулканические и послевулканические процессы проявились с максимальной интенсивностью. Это не означает, что фланговые части вулканотектонических структур, где рудоносные комплексы часто редуцированы, не являются перспективными для обнаружения месторождений, но масштаб их, как правило, уступает месторождениям, приближенным к вулканическим центрам. Наибольшее внимания в этом отношении требуют участки сложного тектонического строения, где в силу контрастных блоковых перемещений существенные по объему части рудоносных комплексов могут быть частично или полностью уничтожены. Для правильной оценки перспектив таких территорий необходимо проведение палеовулканологических реконструкций. Важно иметь в виду, что при наличии в районе двух рудоносных комплексов с каждым из них могут быть связаны месторождения.

Фациальные предпосылки. Эмпирически установленная приуроченность месторождений к пачкам переслаивания осадочных, вулканомиктовых, вулканических пород является отражением одной из наиболее устойчивых закономерностей — обусловленности процессов рудоотложения фациальной обстановкой. Здесь следует обратить внимание только на некоторые моменты. Наиболее перспективными для поисков являются не просто участки развития указанных благоприятных фаций, но прежде всего те части разреза, которые фиксируют процессы затухания вулканизма, завершающие формирование рудоносных комплексов. В региональном плане в качестве наиболее перспективных следует рассматривать пачки вулканогенно-осадочных (терригенных, терригенно-карбонатных) пород, венчающие толщи вулканитов рудоносных комплексов.

При детальном прогнозе и поисковых работах среди указанных толщ следует в первую очередь выделять те ассоциации, которые можно отнести к образованиям, сформированным в локальных депрессионных структурах. Среди пород, выполняющих локальные депрессии, нередко присутствуют образования, которые могут служить одним из поисковых признаков — это гидротермально-осадочные породы (кварциты, хлоритолиты, доломитолиты и др.). Последние помимо этого, несут обширную информацию об условиях гидротермально-осадочных процессов.

Структурные предпосылки изучены наиболее детально. Эта группа объединяет региональные вулканотектонические депрессии, контролирующие рудные районы и узлы, и локальные вулканические и вулканотектонические структуры, определяющие положение рудных полей

и месторождений.

Вулкано-тектонические депрессии приурочены к глубинным и крупным региональным разломам, что обусловило их тектоническую позицию и связь с магматическими очагами. Это определило наличие в таких депрессиях контрастных подформаций, с которыми и связаны месторождения Рудного Алтая.

Таким образом, крупные центры максимальной вулканической активности локализуются в пределах депрессий, которые характеризуются автономностью развития вулканизма и отличаются друг от друга: 1) набором вулканогенных комплексов, 2) мощностями вулканогенно-осадочных толщ, преобладанием различных типов вулканических структур и индивидуальными особенностями, 3) петрохимическими характеристиками комплексов.

Приуроченность алтайских колчеданно-полиметаллических месторождений к локальным вулканическим и вулкано-тектоническим структурам играет важную роль в прогнозно-металлогенических и поисково-разведочных работах. В результате палеовулканологических исследований удалось выявить, детально изучить и типизировать локальные вулканические и вулкано-тектонические структуры и подразделить их на несколько основных типов. Среди положительных структур выделены стратовулканы, экструзивные и экструзивно-лавоные купола, локальные вулканические поднятия. Отрицательные структуры подразделяются на межвулканические, кальдерообразные и вершинные депрессии. Почти все промышленные месторождения и в их числе крупнейшие рудные объекты, характеризуются приуроченностью к депрессионным структурам. Основными типами рудоносных структур являются:

1) кальдерообразные и межвулканические депрессии; 2) вершинные депрессии крупных вулканокупольных структур типа стратовулканов; 3) экструзивные и экструзивно-лавоные купола. Нередко структурная позиция месторождений обусловлена сочетанием различных типов структур.

Особенность структурных предпосылок поисков заключается в том, что их выявление требует проведения специальных работ картирование, палеовулканологические реконструкции и т.д.

Таким образом, использование палеовулканологических предпосылок вытекает из связи месторождений с вулканогенными комплексами, которая позволяет определять: региональную позицию месторождений - формационной обстановкой и региональными вулкано-тектоническими структурами; тип месторождений - петрохимическими особенностями рудоносных комплексов; локализацию рудных тел - характером локальных вулканических структур и их элементов; условия рудообразования - фациальной обстановкой, составом и зональностью

околорудных пород.

Основой металлогенического районирования и выявления важнейших геологических предпосылок и признаков является палеовулканологический анализ, включающий следующие виды исследований: 1. Детализацию колчеданосных вулканогенных формаций с уточнением их границ; выделение вулканогенных комплексов с выяснением их геологических, петрографических и петрохимических особенностей. 2. Исследование фаций рудовмещающих вулканогенных и вулканомиктовых образований, зон их распространения по латерали и по вертикали. 3. Выявление рудоносных вулканических и вулканотектонических структур, их тектонической позиции, этапов формирования, палеоре-конструкционные построения. 4. Установление закономерностей размещения рудных узлов, полей и месторождений, связи их с вулканогенными комплексами и фациями, рудоносными вулканическими или вулканотектоническими структурами, их элементами.

При проведении этих работ применяется комплекс разнообразных методов, включающий геологическое картирование, анализ фаций и мощностей, обобщение петрохимических, геохимических и геофизических данных, специализированные тектонофизические, структурно-петрофизические исследования и др.

Процесс составления палеовулканологических карт является одним из методов палеовулканологического анализа, а сами карты — наиболее оптимальным способом отражения результатов этого анализа.

Палеовулканологический анализ и составление палеовулканологических карт следует проводить для региональных вулканотектонических структур во всем их объеме. Только при таком анализе можно понять структурное положение, основные особенности строения и этапы формирования локальных рудоносных вулканических структур. Такое изучение дает возможности правильно оценить перспективы всей структуры в целом и отдельных ее элементов.

Многолетние работы по изучению девонского вулканизма Рудного Алтая показали, что наиболее полно результаты палеовулканологического анализа могут быть отражены при составлении комплекта карт и разрезов, включающего палеофациальную карту, палеовулканическую карту и детальные палеоре-конструкции локальных вулканических структур.

Комплекты палеовулканологических карт для районов развития вулканогенных месторождений следует рассматривать как обязательную составную часть прогнозно-металлогенических исследований, поскольку результаты этих работ позволяют выявить дополнительные поисковые признаки и предпосылки, которые должны быть отражены на прогнозно-металлогенических картах.

Применение указанных принципов существенно повышает достоверность прогнозов, которая находится в прямой зависимости от тщательности проведения формационного, фациального и структурного анализа и надежности выявления и обоснования палеовулканологических предпосылок. Особо нужно обратить внимание на комплексность выявления всех предпосылок и, что является наиболее важным, на установление благоприятных сочетаний всех предпосылок и признаков.

Можно рассчитывать, что дальнейшее совершенствование методов палеовулканологического анализа может способствовать разработке методики количественного прогнозирования. Генетические особенности вулканогенных месторождений дают основание связывать масштабы оруденения с особенностями формирования рудоносных очагов (их размерами, составом, степенью дифференциации) и характером рудолокализирующих структур (с теми их особенностями, которые обеспечивают концентрацию рудного вещества). Исходя из этого представляется, что количественное прогнозирование в масштабе рудных полей (а эта единица является оптимальной для количественных прогнозов) должно учитывать следующие факторы: а) размеры депрессионных структур; б) объем вулканитов рудоносного комплекса; в) петрохимические характеристики комплекса, в частности, показатели степени дифференциации; г) оценку степени рассеивания — концентрации, что обуславливается фациальной обстановкой рудоотложения. Изучение корреляционных зависимостей между этими факторами и суммарными запасами руды, а также выявление возможностей для реставрации и оценки оптимальности фациальных условий рудоотложения требует проведения специальных исследований, но дает возможность приблизиться к научно обоснованному количественному прогнозированию.

Часть II. ГИДРОТЕРМАЛЬНО-ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ РУДОНОСНЫХ ВУЛКАНОГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ (НА ПРИМЕРЕ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РУДНОГО АЛТАЯ)

Породы гидротермально-осадочного генезиса пользуются широким распространением в вулканогенных комплексах. Они составляют группу, обычно выделяемую под названием вулканохемогенных образований; формируются в результате осаждения материала, выносимого в бассейн седиментации гидротермальными растворами из вулканических источников. В ряде случаев осаждение вещества в той или иной форме (кристаллической, гелевой и др.) происходит вблизи выходов гидротерм на морское дно, большая часть вынесенных продуктов длительное время сохраняется в растворенном состоянии, накапливаются в пределах довольно крупных депрессионных структур и осаждаются в них в виде пластов, иногда сопровождаясь терригенным материалом. Определенная часть вещества рассеивается и в дальнейшем попадает в виде примесей в осадочные и вулканогенно-осадочные породы различных типов. Таким образом, гидротермально-осадочные породы весьма разнообразны. Наиболее типичными их представителями являются так называемые силициты, т.е. микрокварциты, яшмы и яшмовидные породы, кремнистые сланцы и др. Кроме того, к ним следует отнести отложения гидротермальных источников, приуроченные к локальным структурам. Материалы изучения отложений горячих источников в областях современного вулканизма свидетельствуют о том, что они выносят на поверхность массу растворенных веществ, как ювенильного происхождения, так и выщелоченных из пород на путях миграции к поверхности. Как правило, наиболее интенсивная гидротермальная деятельность отвечает последнему этапу вулканизма — затуханию вулканической активности.

Все подобные образования являются объектом палеовулканологического анализа и дают важную информацию об основных особенностях эволюции вулканизма, фациальных условиях и обстановках формирования разнообразных продуктов поствулканической гидротермальной деятельности. Наибольший интерес среди этих образований представляют гидротермально-осадочные породы, сопровождающие залежи колчеданных и колчеданно-полиметаллических руд. Эти породы до недавнего времени традиционно относились к метасоматитам, да и сейчас в большинстве случаев рассматриваются как продукты гидротермального изменения боковых пород. В то же время значение этих пород для расшифровки генезиса месторождений весьма велико. В связи с этим целесообразно рассмотреть всю совокупность вопросов, связанных с осо-

бенностями формирования гидротермально-осадочных околорудных пород на примере алтайских колчеданно-полиметаллических месторождений, где они изучены наиболее полно. Поскольку, как отмечено, они являются составной частью месторождений, их нельзя изучать в отрыве от рудных объектов. Поэтому в настоящем разделе предпринята попытка систематического изложения материала, включая основные сведения по геологии и генезису самих месторождений.

I. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РУДНОГО АЛТАЯ

Успехи, достигнутые в изучении алтайских месторождений благодаря усилиям многочисленных коллективов, позволяют утверждать, что по некоторым существенным вопросам генезиса достигнуто если не единодушное мнение, то во всяком случае очень близкие решения. Это касается в первую очередь проблемы связи оруденения с вулканизмом, признания участия в процессах рудообразования как метасоматических, так и гидротермально-осадочных процессов, установления фактов преобразования месторождений под воздействием разнообразных метаморфизующих процессов. Наряду с этим остаются и дискуссионные вопросы. В ряде случаев по поводу алтайских месторождений дискутируются вопросы, имеющие отношение ко всей проблеме колчеданного рудообразования, помогая тем самым в решении общей проблемы.

Анализ особенностей локализации рудных тел и закономерностей размещения месторождений дает возможность провести типизацию рудных объектов. Основанное на структурно-морфологических особенностях, отражающих в первую очередь условия рудообразования, эта типизация предусматривает выделение трех групп месторождений: 1) характеризующихся наличием рудоподводящих систем, 2) так называемых "бескорневых", 3) перемещенных.

Месторождения первой группы обнаруживают наиболее очевидную связь с положительными вулканическими структурами; на основе этой связи и обусловленных ею особенностей выделено три подтипа: стратовулканический, экстррузивный, жерловый. Ведущей особенностью месторождений является наличие рудоподводящих систем, наследующих синвулканические разрывные нарушения или магмовыводящие каналы. Это обстоятельство обуславливает специфику латеральной и вертикальной зональности, проявление процессов раннего метасоматоза, сочетание пластовых и секущих (штокверковых) тел, многоэтажность залежей и др. - в частности, сопряженность с ними перемещенных руд.

Стратовулканический подтип характеризуется приуроченностью рудных тел к крупным вулканическим сооружениям. Формирование месторождений обусловлено поствулканическими процессами, происходившими в период захоронения стратовулканов, нередко совпадавшими с этапом образования локальных вершинных депрессий, заполнявшихся терригенными осадками и лавово-пирокластическими пачками базальтового состава, как правило перекрывающими рудные залежи. Рудоподводящие каналы фиксируются интенсивным проявлением метасоматического изменения вмещающих пород в виде обширных зональных ореолов кварц-серицитовых изменений, типичных для процессов гипогенного кислотного выщелачивания. Сопряженные с выщелачиванием процессы стадии осаждения обусловили интенсивную сульфидную вкрапленность и образование прожилково-вкрапленных рудных тел. Однако основная масса руд сосредоточена в согласно залегающих телах субпластовой формы, обладающих признаками гидротермально-осадочного образования. Отчетливо проявлена вертикальная зональность: медные и медно-цинковые руды нижних горизонтов сменяются вверх по разрезу залежами колчеданно-полиметаллических и полиметаллических руд. Максимальная концентрация руд происходила на участке выхода рудоносных растворов из рудоподводящих разломов. Здесь же в относительно слабо диагенезированных осадках (рудных и нерудных) последующие порции растворов обусловили процессы раннего метасоматоза, которые вместе с поздними процессами преобразования руд затушевали признаки первичного осадочного происхождения и придали им облик типично метасоматических образований. По мере удаления от этих участков по простиранию в рудных телах с большей очевидностью проявляются признаки слоистого, нередко ритмично-слоистого строения.

На всех изученных месторождениях стратовулканического подтипа присутствуют пачки гидротермально-осадочных пород. Они развиты в основном со стороны лежачего бока рудных тел, в особенности в тех случаях, когда последние формируются в депрессионных структурах. Нередко присутствие этих пород наблюдается в виде отдельных прослоев внутри рудных залежей, на их флангах и даже в кровле.

Анализ особенностей строения околорудных пород рудноалтайских месторождений свидетельствует о присущей им отчетливо проявленной зональности. Начинается разрез гидротермально-осадочных образований кварцитами или микрокварцитами, которые в верхних частях постепенно сменяются кварцево-хлорито-серицитовыми породами, а затем перекрываются хлоритолитами. Последние часто сменяются серицитолитами. Рудные тела месторождений стратовулканического подтипа занимают строго закономерное положение в самой верхней хлорито-серицитолитовой части комплекса гидротермально-осадочных

пород.

Месторождения экструзивного подтипа наиболее специфичны. Руды в виде мощных линзовидных залежей располагаются на склонах экструзивных и экструзивно-лавовых риолитовых куполов. В рудных телах фиксируется обычная вертикальная зональность, выраженная в смене серно- и медноколчеданных руд лежачего бока медно-цинковыми, колчеданно-полиметаллическими и, наконец, барит-полиметаллическими рудами в висячем боку. В лежачем боку в подстилающих экструзивных риолитах развивается корневая зона месторождения в виде рудного штокверка, приуроченного к рудоподводящим зонам, совпадающим с магмовыводящими каналами экструзии. Существенная роль при формировании рудных тел принадлежит морфологическим особенностям кровли экструзива. Рудные тела формируются в желобах и на относительно пологих склонах куполов, подстилаются склоновыми брекчиями и гидротермально-осадочными породами. На более крутых склонах материал осыпных брекчий и гелеобразные кремнистые и глинистые продукты почти не сохраняются.

Неустойчивость обстановки рудоотложения, происходившего в условиях активного гидродинамического режима, на фоне продолжавшихся в непосредственной близости вулканических извержений, зафиксирована широким развитием кластических текстур руд и обилием рудокластов в перекрывающих вулканогенно-осадочных толщах. Гидротермальные изменения пород интенсивно проявлены в области корневых частей и подводящих каналов и по особенностям состава и зональности относятся к кварцево-серицитовому типу.

Как было отмечено выше, гидротермально-осадочные образования, подстилающие руды, не всегда сохраняются в этих месторождениях в результате оползания илообразных кремнисто-глинистых масс осадков. Именно эти процессы приводят к образованию своеобразных подводно-оползневых брекчий, широко развитых на склонах и у подножий купольных структур. В этих породах обломковидные обособления, иногда обрывки слоистых и оолитовых хлоритолитов с признаками пластических деформаций располагаются в неоднородной, также пластически деформированной кремнистой, кварцитовидной массе. Количественные соотношения кварцитовой и хлоритолитовой составляющих, равно как и размеры обособлений, весьма разнообразны. Нередко сползневые брекчии слагают довольно мощные, до нескольких десятков метров пачки, выполняющие углубления вблизи купольных рудоносных структур. Наличие этих пород свидетельствует, что предрудные гидротермально-осадочные образования имеют место и на месторождениях экструзивного подтипа.

Как видно из приведенной характеристики, эта группа месторождений наиболее близка к известному типу Куроко.

Жерловый подтип месторождений представлен штокверковыми зонами минерализации, маломощными мелкими телами, приуроченными к жерловым зонам стратовулканов, а также вулcano-купольных экструзивных структур. Эти залежи подобны корневым системам стратовулканического и экструзивного подтипов и отличаются от последних отсутствием сопряженных с ними согласных залежей. На Рудном Алтае данный подтип не пользуется широким развитием. Штокверковые рудные тела не без основания рассматриваются как корневые части залежей типа Куроко, возникшие в таких условиях, когда рудоносные растворы частично, либо полностью не достигали морского дна.

"Бескорневой" тип месторождений характеризуется отсутствием непосредственной связи рудных тел с разрывными рудоподводящими структурами: формирование руд происходило на некотором удалении от них - в локальных депрессионных структурах, форма и размеры которых обусловили морфологию рудных тел. Практически все месторождения этого типа локализируются в пределах крупных вулcano-тектонических депрессий - кальдерообразных, межвулканических - и не обнаруживают прямой связи с положительными вулканическими структурами.

Выделяется два подтипа: локально-депрессионный и регионально-стратиформный. В первом случае рудные тела имеют форму линз и линзообразных залежей и обычно подстилаются пачками осадочных пород. Рудные тела месторождений второго подтипа характеризуются пластообразной формой и залегают, как правило, на вулканиках кислого состава.

Руды месторождений бескорневого типа обладают всеми признаками гидротермально-осадочных образований. Их текстурно-структурные особенности (слоистое и ритмичное строение, конкреционные текстуры, колломорфные, метаколлоидные структуры и др.) отражают основные черты процессов рудоотложения. В месторождениях первого подтипа обстановка рудоотложения характеризовалась условиями застойного гидродинамического режима; существенная роль принадлежит эпигенетическим структурам, возникающим в стадию диагенеза в результате преобразования тонкодисперсного (колломорфного) рудного осадка. Руды второго подтипа отлагались в условиях слабого гидродинамического режима с относительно свободной циркуляцией воды, поэтому им свойственны сингенетические текстуры, возникающие одновременно с минералообразованием. В то же время месторождения этих двух подтипов весьма близки между собой и часто обладают сходными текстурно-структурными особенностями руд.

Рудные тела "бескорневых" месторождений так же, как и тела стратовулканического подтипа подстилаются пачками гидротермально-осадочных пород, характеризующимися практически аналогичным составом, строением и зональностью.

Перемещенные месторождения. К типу перемещенных залежей относятся рудные тела, сложенные обломками колчеданных руд, являющиеся в основном продуктами подводных оползней, разрушающих формирующиеся залежи гидротермально-осадочных руд. Проявления подобных процессов в виде горизонтов, обогащенных рудокластами, и разнообразные текстуры оползания фиксируются на многих алтайских месторождениях. Перемещенные рудные залежи характеризуются удлиненной, иногда лентовидной формой, согласным залеганием и отсутствием подстилающей пачки гидротермально-осадочных пород. В определенном смысле руды этого типа могут рассматриваться как своеобразный подтип "бескорневых" месторождений.

Процессы формирования перемещенных залежей свойственны многим месторождениям типа Куроко и проявлены в различных провинциях от архейского до мезозойского возраста.

Анализ выделенных типов месторождений позволяет сделать следующие выводы.

1. Подтверждается тесная связь месторождений с вулканическими структурами, а в общем плане - оруденения с вулканизмом.

2. При решении генетических вопросов необходимо учитывать гидротермально-осадочную природу основной массы околорудных пород, их положение, состав, зональность, признаки диагенетических преобразований и др.

3. Модели общей генеральной зональности месторождений должны включать в качестве равноправного элемента комплекс подстилающих руд гидротермально-осадочных образований. Только при этом условии можно в полной мере реставрировать эволюцию гидротермального рудообразующего процесса.

Рудноалтайские месторождения являются наглядным примером, иллюстрирующим связь, зависимость и обусловленность размещения, локализации, особенностей состава и строения месторождений - составом, строением, эволюцией рудоносной вулканогенной базальт-риолитовой формации эмско-раннефаменского возраста.

Основные генетические особенности месторождений можно представить в виде геолого-генетической модели колчеданно-полиметаллической формации Рудного Алтая, представляющей все типы рудных объектов этой провинции.

Рассматривая модель рудной формации, необходимо проанализировать в их взаимосвязи ее основные элементы: а) источник рудонос-

ных растворов, б) пути их миграции, в) обстановку и условия рудо-локализации, г) обстановку и условия захоронения и преобразования месторождений (Овчинников, 1983).

Краткая характеристика перечисленных элементов сводится к следующему.

1. Связь месторождений с вулканогенными комплексами позволяет считать периферические магматические очаги областью зарождения рудоносных растворов. Известная для Рудного Алтая антидромная направленность девонского вулканизма, связь месторождений с риолит-базальтовыми комплексами, в которых базальтовая составляющая почти всегда формируется в послерудный этап, — удовлетворительно объясняются геофизическими данными, согласно которым периферические коровые очаги кислой магмы образуются на глубинах 5–20 км в результате деятельности ранее возникшего обширного подкорового базальтового очага (Щерба и др., 1984). Анализ петрологических и петрохимических особенностей рудоносных вулканогенных комплексов позволил прийти к выводу, что имеющиеся данные не противоречат возможности привлечения механизма ликвации к объяснению эволюции и этапности гидротермального рудообразующего процесса (Авдонин, 1987). Таким образом, исходным элементом модели рудной формации можно рассматривать коровый периферический очаг кислой магмы, в котором происходит ликвационное расслоение расплава, приводящее к перегрушировке компонентов, в том числе и рудных, и последовательному отделению растворов от двух обособившихся фаз.

2. Пути движения рудоносных растворов к местам локализации руд служат в основном две группы разрывных нарушений. Во-первых, это унаследованные растворами магмовыводящие каналы, по которым к поверхности поднимались магматические расплавы, различные формы извержения и внедрения которых привели в конечном счете к образованию локальных вулканических, на поздних этапах ставших рудоносными, структур. Во-вторых, это син- и поствулканические разрывные нарушения, возникшие на различных, в том числе поздних стадиях формирования вулканических структур — разломы, ограничивающие и осложняющие вершинные и кальдерообразные депрессии, пересекающие склоны стратовулканов и др. Отчасти они также служили магмовыводящими каналами для поздних субвулканических и экструзивных тел.

Обычно понятие рудоносные растворы распространяется на те растворы, которые обеспечивают формирование рудной массы. Однако широкое развитие на многих месторождениях комплексов подстилающих рудные тела гидротермально-осадочных пород, свидетельствует о том, что и подрудные породы и сами руды являются продуктом единого, длительно развивавшегося, эволюционировавшего гидротермального

процесса. Одним из основных выводов из приведенного ниже материала является обоснование общей эволюции гидротермальной деятельности. Согласно этим данным, на ранних стадиях процесса функционировали кислые растворы, выносившие выщелоченные из вмещающих пород кремнезем, глинозем и другие компоненты. Эти растворы по своей природе являлись, вероятно, активизированными поровыми и метеорными водами, циркуляция их осуществлялась, возможно, по модели конвективной ячейки. На последующих стадиях эволюции растворы обогащались рудными компонентами из ювенильного источника. Именно такой механизм позволяет найти объяснение тому факту, что колчеданно-полиметаллические месторождения, связанные с различными магматическими комплексами, различаются в основном по составу руд и в меньшей степени по составу прерудных гидротермально-осадочных пород.

3. Особенности состава и строения подстилающего комплекса околорудных пород и самих руд дают разносторонний материал для анализа условий рудообразования каждого конкретного месторождения. Температурный режим, гидродинамическая обстановка, интенсивность и формы осаждения рудного вещества, характер диагенетического преобразования рудных и нерудных осадков в различной степени запечатлен текстурно-структурными особенностями пород и руд и их геохимическими свойствами. Большая часть из перечисленных особенностей служит основой типизации месторождений.

4. Существенный отпечаток на основные черты месторождения накладывают условия захоронения рудных тел. Палеорельеф области рудоотложения, гидродинамическая и вулканическая обстановка не только влияют на характер зональности, но и обуславливают специфические особенности колчеданных месторождений — наличие рудокластов в перекрывающих толщах, горизонтов обломочных руд, залежей перемещенных руд. Помимо этого следует подчеркнуть еще одну особенность колчеданно-полиметаллических месторождений. Те из них, которые имеют корневые системы в виде рудоподводящих разломов и трещинных зон, характеризуются широко проявленными процессами метасоматического преобразования ранее отложенных руд под воздействием продолжающих поступать поздних порций растворов. Эти процессы наиболее интенсивно и широко проявляются в тех случаях, когда формирующееся рудное тело перекрывается осадками или вулканитами задолго до прекращения гидротермального процесса. В этом случае помимо преобразования ранее сформированных руд возможно образование рудных прожилков, вкрапленности и метасоматического преобразования пород кровли рудного тела, что нередко рассматривается как доказательство эпигенетической природы руд.

5. Модель формирования колчеданно-полиметаллического месторождения будет неполной и не отразит всех его черт, если оставить без внимания процессы преобразования месторождений под воздействием различных метаморфизирующих факторов. Главнейшими факторами преобразования рудноалтайских месторождений являются: а) процессы диагенеза, катагенеза, воздействие позднерудных и послерудных гидротермальных растворов и тепловое воздействие последующих проявлений вулканизма; б) региональный зеленокаменный метаморфизм; в) динамометаморфизм и динамотермальный метаморфизм; г) контактовый метаморфизм. Эти процессы приводят к изменению минерального состава и текстурно-структурных особенностей руд, околорудных пород, резко изменяют морфологию рудных залежей. В результате преобразований алтайские месторождения приобретают такие черты и особенности, которые в большей степени делают их непохожими одно на другое, чем даже принадлежность к различным структурно-морфологическим типам.

Алтайские колчеданно-полиметаллические месторождения, несмотря на то что принадлежат, несомненно, к одной формации, характеризуются большим разнообразием и различаются между собой по ряду параметров: 1) соотношению металлов в рудах (от медноколчеданных до барит-полиметаллических), минеральному составу руд, элементам-примесям; 2) положению в стратиграфическом разрезе - на шести уровнях локализации руд; эти уровни разделяются вулканогенно-осадочными толщами мощностью от 200 до 1500 м и более; 3) возрасту оруденения: наиболее молодые месторождения от самых древних отделены интервалом в 30 млн лет; 4) положению в вулканических комплексах: большая часть залежей приурочены к вулканогенно-осадочным пачкам, перекрывающим риолитовые комплексы, известны месторождения, приуроченные к осадочным образованиям, перекрытым базальтовыми комплексами; 5) положению в региональных и локальных вулканических структурах; 6) соотношению продуктов гидротермально-осадочных и гидротермально-метасоматических процессов; 7) масштабам проявления, составу и зональности околорудных образований от объектов, где они полностью отсутствуют, до месторождений, где эти образования в количественном отношении существенно преобладают над рудами; 8) характеру и степени метаморфических преобразований.

В связи с указанными причинами модель рудной формации является интегральной моделью, в которой объединяются частные модели отдельных месторождений и их типов. В то же время возникает возможность выделения в составе рудной формации ряда субформаций. При этом оказывается, что такие субформации, различающиеся в первую очередь составом руд, соответственно связаны с вулканогенно-

осадочными субформациями разного возраста и состава (с эмско-эйфельской вулканогенной связана субформация барит-полиметаллических месторождений; с живетско-раннефранской базальт-риолитовой связаны колчеданно-полиметаллические свинцово-цинковые месторождения; и наконец, с позднефранско-фаменской связаны преимущественно медно-цинково-колчеданные месторождения).

В этой связи следует обратить внимание на то, что практически на всех месторождениях наблюдается отчетливая вертикальная зональность — смена руд по составу снизу вверх от медноколчеданных через полиметаллические до барит-полиметаллических, тогда как сами месторождения, благодаря связи их с указанными субформациями, образуют ряд (снизу вверх по разрезу) обратной зональности: от барит-полиметаллических до медноколчеданных. Это обстоятельство находится в прямой связи с антидромным характером вулканизма.

При этом отчетливо видно, что перечисленным подформациям свойственна общая, единая структура генетической модели, в которой присутствуют однотипные постоянные элементы. Иными словами, общность месторождений, определяющая принадлежность их к единой рудной формации, подтверждается и возможностью построения единой генетической модели с постоянными и переменными (по Л.Н.Овчинникову) элементами. Все разнообразие месторождений, все различия их по перечисленным выше позициям обусловлены влиянием "переменных" факторов, или параметров, характеризующих основные элементы модели (Овчинников, 1983).

1. "Переменными", определяющими различия периферических магматических очагов, генерирующих рудоносные растворы, являются: глубина очага, его объем, состав расплавов, степень ликвационной расслоенности (зрелости).

2. Пути миграции рудоносных растворов оказывают влияние на возникновение некоторых специфических особенностей месторождений благодаря таким "переменным" как: а) степень унаследованности растворами магмовыводящих каналов, б) протяженность путей миграции растворов, в) состав и характеристики вмещающих пород, по которым движутся растворы.

3. Обстановки рудоотложения определяют многие важные черты месторождений (морфологию рудных тел, текстурно-структурные особенности руд, состав и зональность околорудных пород и др.) в зависимости от глубины бассейна, гидродинамического режима, рельефа области рудоотложения, физико-химических характеристик среды, условий седиментации (т.е. особенностей накопления осадочного и вулканогенно-осадочного литологического материала).

4. Обстановки преобразования месторождений определяются

условиями температуры, давления и другими параметрами, свойственными конкретным тектонофазиям.

2. ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ И ПРЕОБРАЗОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Зональность рудных тел. Большинство месторождений характеризуется отчетливо проявленной зональностью, как вертикальной (по мощности рудных тел), так и латеральной (по направлениям простирания и падения тел). Вертикальная зональность выражена закономерной сменой медных и медно-цинковых (в некоторых случаях серноколчеданных) руд снизу вверх полиметаллическими и затем барит-полиметаллическими рудами. Причиной возникновения такого типа зональности является стадийный характер рудоотложения.

В некоторых рудных телах гидротермально-метасоматического генезиса наблюдаются признаки симметричной зональности отложения. Обычной для таких случаев является и закономерная смена вещественного состава руд с глубиной.

Латеральная зональность месторождений проявлена значительно слабее. Тем не менее для ряда месторождений можно наметить некоторые закономерности в изменении состава, текстурно-структурных особенностей и генетических признаков руд, проявляющиеся по направлению от центральных (корневых) частей рудных тел к их периферии. Эти изменения, являющиеся результатом фациальной зональности, обычно согласуются с фациальными изменениями вмещающих пород.

Реконструируя обстановку рудообразования на некоторых месторождениях, можно видеть, что в центральной части рудоконтролирующей депрессионной структуры формируются преимущественно медные и медно-цинковые руды, в краевых частях — полиметаллические. Помимо этого в пределах рудной зоны наблюдается зональность гидротермально-осадочных пород, подстилающих рудное тело: в центральной части развиты микрокварциты, переходящие на флангах последовательно в хлоритолиты, доломитолиты, алевролиты, содержащие анкерит.

Закономерная смена по вертикали и латерали медноколчеданных руд полиметаллическими свойственна большинству колчеданных месторождений мира. Причину возникновения такой зональности многие исследователи связывают с особенностями фациальной обстановки рудоотложения — разбавлением рудоносных гидротерм морской водой по мере удаления от выводных каналов, определяющим влиянием глубины бассейна рудоотложения. Важным фактором возникновения зональности являются эволюция состава рудоносных растворов.

Этапы формирования колчеданно-полиметаллических месторождений. Учитывая отмеченную выше зональность рудных тел и подстилающих их гидротермально-осадочных пород можно установить общую

схему вертикальной зональности гидротермально-осадочных колчеданно-полиметаллических месторождений (рис. 8).

Анализ обобщенной схемы вертикальной зональности позволяет проследить эволюцию состава гидротермальных растворов. Формирование подстилающего руды комплекса гидротермально-осадочных пород происходило при участии кислых и, возможно, ультракислых высокотемпературных растворов. Перенос основной массы рудных компонентов осуществляется растворами с почти нейтральной реакцией. Поскольку условия осаждения сульфидов меди, цинка и свинца весьма близки, преимущественное обогащение медью нижних, а свинцом верхних горизонтов рудных тел гидротермально-осадочного генезиса можно объяснить только последовательностью поступления рудных компонентов в бассейн седиментации. Таким образом, наиболее вероятным является предположение о безрудном характере растворов раннего этапа и ювенильном источнике рудных компонентов, порядок поступления которых в раствор управляется эволюцией этого источника.

В настоящее время утвердились представления о проявлении на большинстве колчеданно-полиметаллических месторождений двух этапов оруденения: раннего колчеданного или медноколчеданного и позднего полиметаллического. Судя по имеющимся данным, тенденция смены существенно колчеданного оруденения полиметаллическим свойственна месторождениям данного класса в различных регионах (Алтай, Урал, Тува, Кавказ). Это подтверждает вывод о том, что причина закономерной смены этапов рудообразования обусловлена в первую очередь закономерной эволюцией глубинных магматических очагов.

Обоснованность выделения указанных этапов представляется достаточно убедительной, хотя и обращает на себя внимание, что границы между ними по составу руд довольно расплывчаты и, кроме того, далеко не на всех месторождениях указанные этапы в достаточной степени обособлены. В этом отношении значительно большей пространственной и временной обособленностью характеризуется барит-полиметаллическая минерализация, что дает основание выделять самостоятельный барит-полиметаллический этап.

Детальное изучение алтайских месторождений позволило установить следующие основные особенности процессов рудообразования: 1) отчетливо проявленную эволюцию состава рудообразующих растворов, обобщенная схема которой приведена на рис. 8; 2) хорошо выраженную на большинстве месторождений этапность формирования руд различного состава. Таким образом, процесс рудообразования имеет сложный непрерывно-прерывистый характер, обусловленный последовательно сменяемыми этапами на фоне закономерной эволюции состава и свойств рудообразующих растворов.

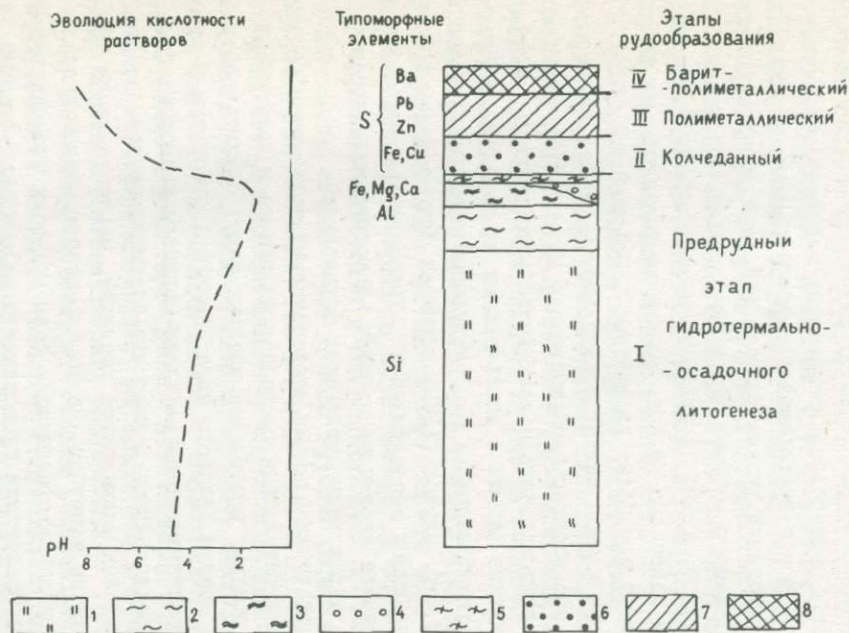


Рис. 8. Обобщенная схема вертикальной зональности гидротермально-осадочных колчеданно-полиметаллических месторождений. I - кварциты; 2 - кварц-серцитовые породы; 3 - хлоритолиты; 4 - доломитолиты; 5 - серцитолиты; Руды: 6 - серно- и медноколчеданные; 7 - полиметаллические; 8 - барит-полиметаллические

Гидротермально-осадочные, гидротермально-метасоматические породы и руды следует рассматривать как продукты единого гидротермального процесса, ранние этапы которого обусловлены поступлением кислых растворов, сменившихся на поздних (рудных) этапах нейтральными и щелочными растворами. В собственно рудном процессе выделяются три этапа: серноколчеданно-медно-цинковый, собственно полиметаллический и барит-полиметаллический.

Преобразование месторождений. Первичные вулканогенные месторождения в палеовулканических областях никогда не сохраняют свой первозданный облик. Подвергаясь воздействию многообразных метаморфизирующих факторов они претерпевают преобразования, выражающиеся в изменении морфологии рудных тел, текстурно-структурных особенностей и минерального состава руд и околорудных пород. Как указывает В.И.Смирнов (1968) "формирование колчеданных месторождений происходило длительно, а преобразование вмещающих их пород представляет процесс еще более длительный". Современный облик месторождений этого класса является результатом не только раннегеосинклинальных процессов рудообразования, но и последующих этапов тектогенеза, регионального и локального метаморфизма, которые испытали месторождения вместе с заключающими их породами. Соотношение процессов рудообразования с последующими преобразованиями и метаморфизмом руд В.И.Смирнов (1968) называет "генеральной проблемой генезиса колчеданных месторождений". Указанные процессы преобразования затушевывают первичную природу месторождений, придают им несвойственные черты эпигенетических образований.

Преобразование вулканогенных месторождений начинается на ранней стадии, когда в результате процессов диагенеза и катагенеза первичные рудные осадки, прообразом которых могут служить современные рудоносные осадки Красного моря; были преобразованы в сульфидные залежи, а сопровождающие их иллит-монтмориллонитовые илы постепенно трансформировались в кварцево-серицитовые породы, содержащие в значительных количествах каолинит, монтмориллонит, иллит и другие глинистые минералы. Помимо процессов старения осадков и влияния нагрузки захораниваемых толщ, на этих стадиях в качестве агентов преобразования существенную роль играют высокий тепловой поток, свойственный вулканическим областям, и продолжающаяся в ряде случаев циркуляция рудоносных растворов, которые способствуют интенсивной перекристаллизации и вызывают метасоматическую переработку рудных залежей с наложением новых минеральных ассоциаций. Перечисленные процессы обуславливают минимальный уровень преобразования, характерный для миоценовых месторождений Японии (Вулканизм..., 1973). Месторождения более древних вулка-

нических областей претерпевают значительно более глубокие преобразования в соответствии с процессами метаморфизма, имевшими место в этих провинциях. Современный облик месторождений находится в полном соответствии с процессами метаморфизма и их интенсивностью, которым подверглись вмещающие месторождения толщи вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород.

Колчеданно-полиметаллические месторождения Рудного Алтая характеризуются большим разнообразием по характеру и интенсивности процессов преобразования: здесь имеются как слабо метаморфизованные месторождения с отчетливо проявленными многочисленными признаками первично вулканогенного генезиса, так и преобразованные в различной степени объекты, вплоть до полностью регенерированных, руды которых обладают признаками эпигенетичности по отношению к вмещающим породам. Важнейшими факторами преобразования рудноалтайских месторождений являются следующие.

1. Раннегеосинклинальные процессы диагенеза, катагенеза, воздействия позднерудных и послерудных гидротермальных растворов и тепловое воздействие, обусловленное развитием последующих вулканических процессов. Эти факторы проявлены на всех без исключения месторождениях.

2. Региональный зеленокаменный метаморфизм, охвативший средне- и верхнедевонские вулканогенные толщи во всем их объеме. Этот тип изменения также проявился практически на всех месторождениях.

3. Динамометаморфизм и динамотермальный метаморфизм, наиболее интенсивно проявленный в зонах крупных региональных разломов. Месторождения, расположенные в зонах смятия и рассланцевания, характеризуются резким изменением морфологии рудных тел, которые, как правило, приобретают уплощенную, часто лентовидную форму, иногда сминаются в складки вместе с вмещающими их породами. Руды и околорудные породы подвергаются интенсивному рассланцеванию, будинажу, перекристаллизации, благодаря чему месторождения приобретают признаки эпигенетических образований.

4. Контактный метаморфизм. Одним из самых мощных метаморфизующих факторов является тепловое воздействие гранитоидных интрузий. В результате контактового метаморфизма существенному преобразованию подвергаются руды и околорудные породы, последние обычно превращаются в роговики различных типов.

Помимо этого на многих месторождениях фиксируются локальные преобразования, обусловленные контактовым воздействием субвулканических тел и послерудных даек.

Гидротермально-осадочные околорудные породы подвергаясь воздействию на них различных метаморфизующих факторов, претерпевают

изменения различных стадий, которые могут быть в общих чертах охарактеризованы: 1) сохранением в породах реликтов глинистых минералов; 2) развитием кварц-серицит-хлоритовой ассоциации с доломитом; 3) развитием талькосодержащих ассоциаций; 4) формированием амфиболов.

Изучение типоморфных минеральных ассоциаций в гидротермально-осадочных породах позволяет достаточно детально оценить РТ-условия послерудного метаморфизма.

3. РЕЛИКТЫ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ПОСТРОЕК НА РУДНОАЛТАЙСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

На ряде колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая сохранились реликты придонных гидротермальных сооружений. Эти образования представляют большой интерес, поскольку позволяют провести аналогию с современными гидротермальными системами и реставрировать некоторые детали обстановок рудостложения. Наибольшей сохранностью характеризуются гидротермальные постройки на месторождениях, рудные залежи которых локализованы на куполообразных поднятиях рельефа. Характерные особенности этих образований, условия их формирования, разрушения и захоронения можно рассмотреть на примере Николаевского и Риддер-Сокольного месторождений, где они были изучены совместно с А.Л.Дергачевым и Н.Е.Сергеевой.

Рудная залежь Николаевского месторождения, как свидетельствуют детальные палеовулканологические реконструкции, формировалась на склоне экструзивного купола риолитового состава. Он представляет собой крупное линзовидное тело с гребневидным выступом в кровле, который располагается над магмовыводящим каналом. Вершина экструзива возвышалась над окружающей местностью по меньшей мере на 150 м, а размеры по длинной оси достигали 1400 м. Пластобразное рудное тело сложено сплошными рудами свинцово-цинкового состава, в лежачем его боку в подрудных риолитах развит рудный штокверк. Участки, где мощность рудного тела достигает максимума (90 м), совпадают с предполагаемыми магмовыводящими структурами; вдоль них вытягиваются и линейные штокверковые зоны с вертикальным размахом до 100 м, т.е. для месторождения устанавливается совпадение магмо- и рудоподводящих каналов. В рудах почти повсеместно развиты реликты метаколлоидных структур, практически везде наблюдаются признаки дробления руд, связанного с оползевым перемещением их, что подтверждается хорошо выраженными реликтами пластических деформаций рудной массы. Таким образом, с высокой степенью достоверности устанавливается, что благодаря массовому выпадению сульфидов непосредственно в зоне истечения рудоносных растворов в сводовой

части и на склоне экструзивного купола образовалась мощная гидротермальная сульфидная постройка гребневидной формы с крутыми, местами почти отвесными склонами, в разрезе напоминающая обелиск и возвышавшаяся по меньшей мере до 250 м. В процессе формирования постройки она интенсивно разрушалась, пластичные, слабо литифицированные массы сульфидного осадка постоянно оползали по склонам, благодаря чему у подножия постройки накапливались обломочные руды, горизонты рудокластов. Интересно и то, что в точном соответствии с правилом смены фаций по латерали, на периферии рудной залежи формировались маломощные пачки слоистых мелкообломочных руд с градационной сортировкой сульфидных обломков. Как видно из приведенного материала, сульфидная постройка, существовавшая на этапе активного рудоотложения, во многом очень близка придонным гидротермальным постройкам современных океанических структур.

Чрезвычайно мала вероятность того, что подобного рода постройки, возвышающиеся на несколько десятков метров над дном моря в условиях относительно небольших глубин могли быть захоронены в ненарушенном виде. Однако Николаевское месторождение представляет именно такое исключение, объяснить которое можно только тем, что все сооружение было перекрыто, захоронено в результате быстрого, в геологическом смысле почти мгновенного, катастрофического обрушения на данный участок огромной массы склоновых вулканических брекчий. Эта масса почти полностью перекрыла рудное тело так, что по-видимому, остался возвышаться лишь небольшой выступ. Он впоследствии был разрушен потоками базальтовых лав, извержения которых последовали за образованием кальдеры обрушения на месте вулканической постройки, составной частью которой и является рудоносный экструзив. Захоронение сульфидной гидротермальной постройки сопровождалось отторжением обломков, которые в большом количестве присутствуют в перекрывающих брекчиях, особенно в непосредственной близости от рудного тела, и в базальтовых потоках.

Таким образом, в результате этих довольно бурно протекавших процессов образования и захоронения руд, а также их последующего преобразования (более поздний вулканизм, региональный метаморфизм, тектогенез) сформировался современный облик месторождения, определяемый наличием крупного рудного тела сложной линзовидной формы, нескольких мелких тел перемещенного типа в брекчиях, ритмичнослоистой рудной линзы на западном фланге и многочисленных рудокластов в перекрывающих породах. В связи с решением вопросов генезиса месторождения были проведены специальные исследования по идентификации состава руд в основном рудном теле, рудокластах и сопровождаю-

щих мелких рудных линзах. В результате было установлено, что по минеральному составу, текстурно-структурным особенностям, содержанию элементов-примесей в пиритах, содержанию железа и меди в сфалеритах, составу блеклых руд - рудокласты однозначно определяются как продукты разрушения гидротермальной сульфидной постройки в процессе ее формирования. Эти данные подтверждаются идентичностью изотопного состава серы сульфидов главного рудного тела и рудокластов.

Помимо Николаевского к подобному типу относятся Ново-Золотушинское, Ново-Ленинское, Стрежанское месторождения. Кроме того, крупные, выраженные в рельефе сульфидные постройки функционировали в процессе формирования месторождений и других типов. Есть основания предполагать их наличие на месторождениях, локализованных и в депрессионных структурах, например на Тишинском. Здесь установлено, что раздувы мощности рудного тела, так называемые рудные столбы, представляют собой реликты своеобразных валоподобных образований, возникших вдоль рудоподводящих разломов. Установленная последовательность действия рудоподводящих систем, морфологические особенности приуроченных к ним рудных скоплений свидетельствуют о возможности формирования вдоль этих разломов гидротермальных сульфидных построек. К сожалению, вследствие интенсивно проявленного на месторождении динамотермального метаморфизма многие первичные черты руд были затуманены.

Принципиально иное строение имеют гидротермальные постройки на месторождениях Риддер-Сокольной группы. Практически все рудные залежи указанных месторождений приурочены к сводовым частям купольных структур, сложенных кремнисто-слюдистыми гидротермально-осадочными породами суммарной мощностью до 400 м и венчающих погребенные вулкано-купольные (экструзивные и экструзивно-лавовые) постройки. В основном подрудные гидротермальные постройки сложены кварцитами, которым свойственны некоторые типоморфные особенности, позволяющие рассматривать их как продукты литификации гелеобразных масс, осадившихся из гидротермальных растворов, достигших морского дна. При этом благодаря высокой интенсивности осаждения, слабому гидродинамическому режиму области осадконакопления возникли крупные холмы кремнистых осадков. В верхней части и на склонах кварцитовых куполов располагаются хлоритолиты и серицитолиты, которые непосредственно подстилают, а в ряде случаев частично перекрывают рудные тела (рис. 9).

Смена кварцитов слюдистыми образованиями, развитыми в верхних частях куполов, является выражением вертикальной зональности, которая в той или иной степени проявлена на большинстве месторож-

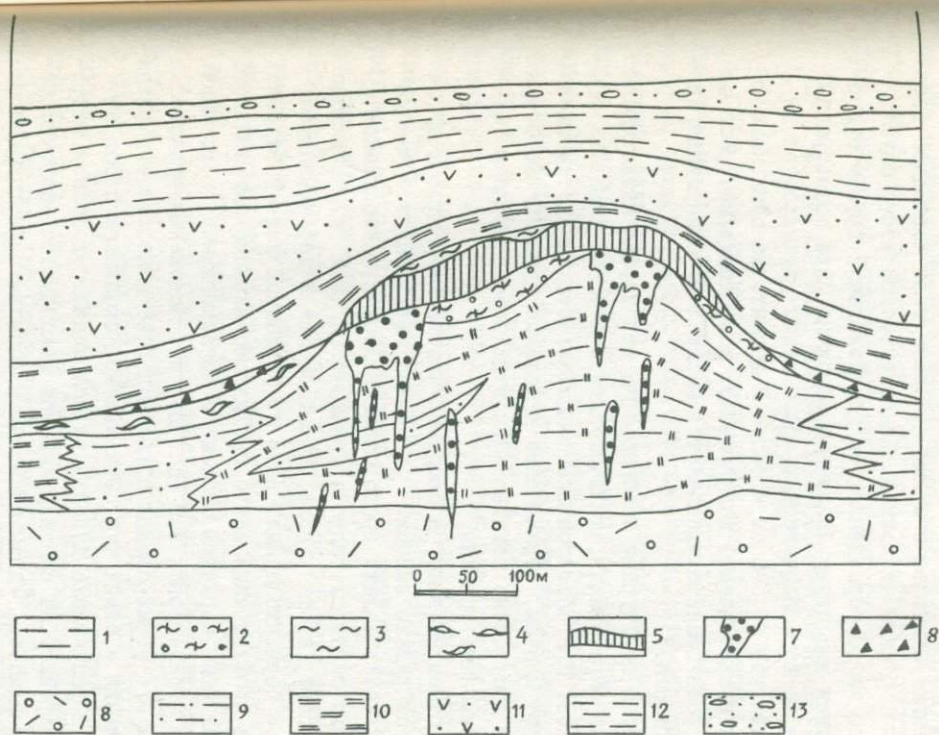


Рис. 9. Обобщенный геологический разрез гидротермально-осадочной постройки на Риддер-Сокольном месторождении. 1-4 - гидротермально-осадочные околорудные породы (1 - кварциты, 2 - хлоритолиты, 3 - серицитолиты, 4 - оползневые брекчии); 5-7 - руды (5 - слоистые полиметаллические, 6 - штокверкового типа, 7 - скопления рудокластов, образующие промышленные рудные тела); 8 - агломератовые туфы, 9-10 - алевролиты (9 - кремнистые, 10 - известковистые); 11 - туфогравелиты; 12 - пересливание алевролитов и песчаников; 13 - четвертичные отложения

дений, где развит подрудный комплекс гидротермально-осадочных пород.

Охарактеризованные куполообразные структуры, представлявшие собой холмы, достигавшие в поперечнике 500-700 и высоты 100-200 м и более, сложенные в различной степени литифицированными осадками, — еще до начала рудоотложения и в течение этого процесса подвергались разрушению. Наиболее обычным явлением было подводное оползание материала по склонам холмов. Свидетельством этому служат широко развитые на месторождениях Риддер-Сокольной группы оригинальные по облику и составу оползневые брекчии. Это своеобразные породы, состоящие из обломковидных обособлений, размером от нескольких миллиметров до 3-5 см и более и достаточно обильного цемента. Обломки представлены, как правило, хлоритолитами, реже серицитолитами, роль цемента выполняет относительно однородная микр кварцитовая масса.

По составу и текстурным особенностям эти породы представляют собой осадочные образования, типичные для склоновых оползней и мутьевых потоков. При картировании осадочных брекчий установлено, что они образуют шлейфы, обрамляющие купольные кварцитовые структуры, а иногда достаточно мощные пачки этих пород выполняют локальные депрессионные впадины.

Как было отмечено выше, в сводовых частях кварцитовых куполов локализуются рудные залежи. Они обычно имеют медузообразную форму: верхняя часть залежи представляет собой пластообразное, линзовидное тело сплошных гидротермально-осадочных руд, согласно залегающее на поверхности купола, подстилаемое и перекрываемое хлоритолитами и серицитолитами; вниз от согласной залежи отходят многочисленные апофизы чаще всего прожилково-вкрапленных жильного типа руд, образующие корневую систему и локализованные в трещинах рудоподводящих штокверковых зон (см. рис. 9). Положение рудного тела и условия его формирования предопределяют неизбежность интенсивного разрушения и самих руд. Эти явления проявлены столь же наглядно, как и разрушение купольного основания рудоносной гидротермальной постройки. На склонах куполов фиксируются многочисленные шлейфы рудокластов, линзы слоистых обломочных руд; иногда перемещенные залежи столь значительны, что представляют промышленный интерес. Чаще всего продукты разрушения этих верхних частей куполов представляют собой рудные брекчии или отдельные обломки руды в серицитолитовом или кремнисто-серицитовом цементе. Наблюдаются все признаки того, что рудокласты попадали в еще не литифицированный глинистый осадок. Таким образом, разрушение рудоносной купольной постройки происходит непрерывно по мере ее роста и по

мере эволюции состава надстраиваемых построек осадков меняется состав продуктов разрушения.

Изложенные данные свидетельствуют о том, что важным этапом формирования некоторых типов колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая было возникновение придонных гидротермальных сооружений, приуроченных к трещинным зонам, по которым происходило поступление рудоносных растворов. Эти сооружения являлись основой формирующихся рудных тел и в большинстве случаев сохранились в качестве ведущих элементов структуры.

4. ОКОЛУРУДНЫЕ ПОРОДЫ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Детальное изучение околорудных пород, сопровождающих согласные залежи колчеданно-полиметаллических руд, приводит к выводу о широком развитии среди них образований гидротермально-осадочного генезиса (Авдонин, 1980, 1983). Выделяются две группы околорудных пород. Первая представлена зональными ореолами гидротермального изменения пород, приуроченных обычно к рудоподводящим зонам. Такие зоны в виде разломов, часто трубообразных штокверков в лежащем боку согласных рудных залежей, в последние годы установлены практически на всех типах колчеданных месторождений от японских Куроко доархейских месторождений Канады. Обычно здесь хорошо проявлены двусторонне-симметричные или концентрически-зональные ореолы кварц-серицитового метасоматоза. Во внутренних зонах развиваются кварциты или кварц-серицитовые породы с отдельными участками монокварцевых пород. Промежуточные зоны характеризуются кварц-хлорит-серицитовыми породами. Во внешних зонах получают развитие кварц-хлорит-карбонатные и кварц-хлорит-серицит-карбонатные ассоциации. В общем характер смены одних зон другими типичен для процессов стадии кислотного выщелачивания. В верхних частях подводящих зон наряду с выщелачиванием отчетливо фиксируются процессы стадии сопряженного осаждения. Среди алтайских месторождений Камышинское, Николаевское и Тишинское являются одними из наиболее представительных объектов, на которых проявлены метасоматические процессы, фиксирующие положение рудоподводящих зон.

Вторая группа представлена комплексом подстилающих рудные тела гидротермально-осадочных пород. Эти образования традиционно считались продуктами метасоматических преобразований вмещающих пород, свойственная им зональность служила основой для построения различных метасоматических колонок. Проведенные в последние годы исследования позволили получить обширный материал, свидетельствующий

щий о гидротермально-осадочной природе большей части бывших "метасоматитов".

Гидротермально-осадочные породы развиты в основном со стороны лежачего бока рудных тел в особенности в тех случаях, когда последние формируются в депрессионных структурах. Нередко наблюдается присутствие их в виде отдельных прослоев внутри рудных залежей, на их флангах и даже в кровле. К этим образованиям следует относить и породы, вмещающие прожилково-вкрапленную минерализацию рудных тел гидротермально-осадочного генезиса.

Анализ особенностей строения околорудных пород, развитых на ряде рудноалтайских месторождений, свидетельствует о присущей им отчетливо проявленной зональности. Начинается разрез гидротермально-осадочных образований кварцитами или микрокварцитами, которые составляют от 50 до 70% мощности всей пачки и в верхних частях содержат все более значительную примесь хлорита и серицита. Кварциты перекрываются хлоритолитами, которые в свою очередь часто сменяются серицитолитами. Иногда между кварцитами и хлоритолитами получают развитие своеобразные кварцито-хлоритолитовые псевдообломочные породы. Рудные тела обычно залегают в верхней части хлоритолитов, являясь завершающим членом закономерно построенного разреза гидротермально-осадочных образований. Это дает основание рассматривать руды и подстилающие их породы как продукты единого эволюционирующего гидротермального процесса.

Детальное изучение околорудных образований позволило выявить некоторые специфические их особенности. Следует отметить, однако, что здесь не рассматриваются действительно имеющие место на ряде рудноалтайских месторождений гидротермально-метасоматические породы, развитые вдоль рудоподводящих разломов и корневых секущих штокверковых зон.

Кварциты

Кварциты и микрокварциты обладают наиболее очевидными признаками осадочных образований. Однако в силу сложившихся стереотипов, светлые и относительно более однородные кварциты, слагающие купольные структуры, все еще рассматриваются как "метасоматиты по алеволитам".

Кварциты в гидротермально-осадочном комплексе подрудных образований представлены довольно разнообразными породами. Существенно преобладают среди них однородные массивные мелкозернистые разновидности серого, светло-серого, иногда почти белого цвета, нередко кремневидные плотные с раковистым изломом. Именно эти породы, а вслед

за ними и вся группа пород в целом получила название микрокварцитов. Наиболее типичными представителями этих образований являются микрокварциты, подстилающие рудные залежи Риддер-Сокольного месторождения. Их отличительная особенность состоит в том, что практически под всеми залежами они образуют отчетливо выраженные купольные структуры, максимальная мощность, т.е. высота которых составляет несколько десятков метров. Надо полагать, что подобные структуры могли возникнуть вследствие быстрого осаждения геля кремнезема в местах выхода гидротерм на морское дно в условиях относительно ровного рельефа. Этим объясняется и почти не нарушаемая перерывами однородность пород, слагающих подобные довольно своеобразные кварцитовые купола. Другой немаловажной особенностью их является то, что они, как правило, наследуют погребенные вулканокупольные (обычно экструзивные и экструзивно-лавые) структуры, образуя своего рода телескопированные структуры: вулканокупол, — перерыв — кварцитовый купол. На флангах куполов однородные массивные микрокварциты фациально сменяются слоистыми разностями, а затем обычными кремнистыми алевролитами, чередующимися с известковистыми, углистыми алевролитами и другими осадочными породами. Следует подчеркнуть, что микрокварциты куполов связаны по laterали с породами слоистого осадочно-терригенного разреза именно фациальными переходами, а не разделяются границами метасоматических зон. Да и сами микрокварциты, как будет показано ниже, не несут никаких признаков метасоматического образования.

В других случаях гидротермально-осадочная природа подрудных кварцитов проявлена более отчетливо. Примером может служить Камышинское месторождение, где в подрудном комплексе преобладают слоистые кремнистые породы, представленные пачкой переслаивания серых и темно-серых кремнистых и известковистых алевролитов, содержащей многочисленные прослой светлых, почти белых фарфоровидных кварцитов. Мощность прослоев варьирует от первых нескольких до 40-50 см. В породах отчетливо проявлены ритмичнослоистые, иногда косослоистые текстуры. Часто встречаются уплощенные, овальные кремнистые и кремнисто-карбонатные конкреции размером по длинной оси от I до 10-15 см. Подобного типа слоистые пачки кремнистых пород формировались в депрессионных рудолокализирующих структурах.

При микроскопическом изучении устанавливается, что кварциты сложены в основном тонкозернистой иногда субмикроскопической кремнистой массой, в отдельных участках перекристаллизованной, содержащей в тех или иных количествах примесь терригенного материала. В основном это глинистые и углистые частицы, алевритовые зерна кварца. Последние обычно хорошо сортированы и подчеркивают

слоистую текстуру пород. По существу кварциты от обычных, так называемых "неизмененных" алевролитов отличаются только меньшим содержанием алевритового терригенного материала и углистого вещества. Характерной особенностью этих пород (кварцитов и алевролитов) является присутствие иногда очень обильного рутила, который также имеет послойное распределение. Зерна рутила и их скопления нередко окружены ореолами потемнения — плеохроичными двориками, что свидетельствует о концентрации в них радиоактивных элементов. Наряду с этим, по данным Н.Е.Сергеевой, в кварцитах, равно как и в других разностях гидротермально-осадочных пород часто встречаются зерна редкоземельного монацита. Все эти особенности свойственны не только кварцитам из слоистых пачек, но и породам, слагающим купольные структуры.

Очень часто в кварцитовых пачках и куполах, особенно в их верхних частях присутствуют тонкие прослой сингенетичного пирита, иногда других сульфидов. В ряде случаев пирит образует почковидные выделения, небольшие конкреции, иногда развивается по фаунистическим остаткам.

Для изучения микроструктурных особенностей кварцитов было предпринято электронно-микроскопическое исследование некоторых разновидностей этих пород. Работы были выполнены в лаборатории электронной микроскопии кафедры минералогии Н.Е.Сергеевой на микроскопе ЭМВ-100Л. При определении микроструктур и типов поверхностей использованы работы И.В.Хворовой и А.Л.Дмитрик (1972), А.Д.Каюпова и В.Л.Левина (1982).

Анализ полученных данных показывает, что гидротермально-осадочные кварциты различаются по типам микроструктур в зависимости от степени метаморфических преобразований. В слабо преобразованных месторождениях кварциты характеризуются преимущественным развитием натековидных и натековидно-мелкобугорчатых типов репликовых поверхностей с колломорфной и субколломорфной структурами основной массы (рис.10). В то же время нередко наблюдаются субновакулитовые и новакулитовые кристалломорфные микроструктуры (рис. II, а). Разнообразие структур, наблюдаемое иногда в одном и том же образце, отражает нестабильные условия породообразования.

Показательно, что кварцитовидный цемент осыпных брекчий, образующих шлейф вокруг экструзивов, ничем не отличается по микроструктурам от слабо преобразованных кварцитов. Это лишний раз доказывает нормально осадочную природу указанных образований, которые нередко рассматриваются как автомагматические брекчии или даже как результат внедрения многочисленных апофиз в алевролиты.

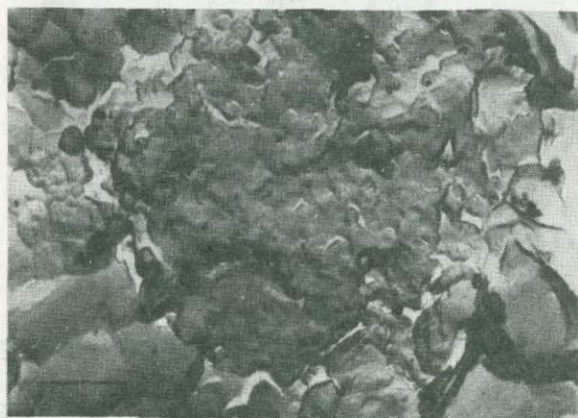
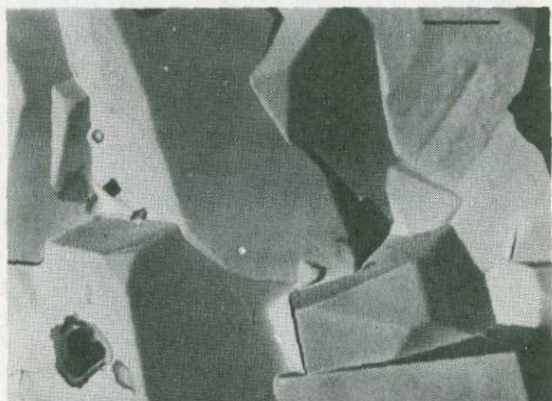


Рис. 10. Натеквидно-мелкобугорчатый тип репликовых поверхностей. Субколлоидная структура основной массы. Кварцит гидротермально-осадочного происхождения, Камышинское месторождение. Обр.12/86. Эл. микр. ув. 17 000



а



б

Рис. II. Субновакулитовый и новакулитовый типы репликовых поверхностей.

а - субновакулитовый тип с кристалломорфной структурой основной массы. Подрудный кварцит, Камышинское месторождение, обр.19/86а, ув.12 500.

б - новакулитовый тип, полигонально-кристалломорфная структура. Ороговикованный кварцит, Камышинское м-ние, обр. 18/25, ув.12 500

Контактовый метаморфизм, приводящий к ороговикованию кварцитов, резко изменяет микроструктуры: субновакулитовые натековидные поверхности преобразуются в четко раскристаллизованные новакулитовые с полигонально-кристалломорфной структурой основной массы (см. рис. II, б). Динамометаморфические преобразования также выражаются в изменении микроструктур: в рассланцованных кварцитах наблюдается субпланарный тип поверхности, полигонально-кристалломорфная структура.

Следует особо подчеркнуть, что гидротермально-осадочные подрудные кварциты представляют собой целую группу петрографически разнообразных пород. Даже если исключить из нее типично осадочные терригенные породы, то собственно кварциты также варьируют по составу и текстурно-структурным особенностям. О химическом составе кварцитов можно судить по данным, приведенным в табл. I3.

Итак, кварциты в гидротермально-осадочном комплексе подрудных образований представлены разнообразными породами, образующими непрерывный ряд, — от слоистых кремнистых алевролитов до однородных массивных микрокварцитов. В зависимости от палеоструктурной обстановки формирования месторождений они образуют либо линзовидные тела, приуроченные к локальным депрессиям, либо отчетливо выраженные купольные структуры высотой в несколько десятков метров, как правило, венчающие погребенные вулкано-купольные (экструзивные и экструзивно-лазовые) постройки.

Породам этой группы свойственны определенные черты, которые можно считать типоморфными: 1) слоистость, проявленная в различной степени, но развитая повсеместно. Характерны ритмично-слоистые, косослоистые текстуры различных типов; 2) примесь терригенного материала (глинистые, углистые частицы, алевритовые зерна кварца и др.), присутствующая в переменных количествах, обычно хорошо подчеркивающая слоистую текстуру пород; 3) присутствие разнообразных конкреций, среди которых преобладают уплощенные, овальные, кремнистые и кремнисто-карбонатные, размеры которых в поперечнике достигают 10–15 см; 4) наличие аутигенных минералов, наиболее широко распространенным из которых является рутил, характеризующийся послойным распределением. Значительно реже встречаются апатит, монацит и др.; 5) присутствие сингенетических выделений пирита и других сульфидов, образующих прослой, почковидные обособления, небольшие конкреции и другие, особенно в верхних частях подрудных комплексов.

Перечисленные особенности позволяют рассматривать подрудные кварциты как продукты литификации гелеобразных масс, осадившихся из гидротермальных растворов, достигших морского дна. При этом в

Т а б л и ц а 13

Химический состав кварцитов и кварцитовидных пород

№ п/п	№ проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	пшп	сумма	P ₂ O ₅	S	CO ₂
I	690-I	92,32	0,05	4,55	0,15	0,15	0,02	0,34	н/о	0,07	0,99	0,86	99,57	0,02	0,09	
2	7/86	83,26	0,31	6,19	3,74		0,07	1,98	0,29	0,5	1,32	2,52	99,80	0,12		
3	8/86	83,46	0,31	6,01	4,01		0,07	1,32	0,26	0,5	1,47	2,80	99,82	0,11		
4	12/86	82,68	0,13	9,27	1,38		0,09	0,98	0,34	2,80	0,98	0,84	99,57	0,08		
5	37/86	84,33	0,11	8,22	1,27		0,08	1,16	0,29	2,60	0,61	0,54	99,28	0,07		
6	178/129,7	85,64	0,25	5,76	1,18	0,60	0,020	1,97	0,25	0,14	1,42	1,76	99,57	0,054	0,78	
7	213/147	82,46	0,29	9,98	0,17	0,48	0,028	1,59	0,38	0,20	1,62	1,42	98,68	0,059		
8	204/139	83,14	0,075	9,26	0,33	0,60	0,014	1,16	0,35	0,20	2,46	1,94	99,67	0,044		
9	20/86	75,96	0,36	13,00	1,51		0,07	1,46	0,10	1,00	2,52	3,42	99,40	0,10		
10	21/86	81,39	0,16	7,21	2,70		0,11	1,32	0,57	3,40	0,21	2,56	99,72	0,09		
11	Тк-596	86,39	0,15	4,19	0,78	1,10	0,01	2,97	0,30	0,05	0,40	2,22	100,05	0,01	1,50	
12	Тк-598	83,00	0,40	7,75	1,27	0,57	0,01	0,58	0,90	0,06	2,52	1,82	99,48	0,01	1,21	
13	Тк-610	86,65	0,10	4,96	0,74	1,32	0,19	0,93	0,47	0,08	1,06	-	99,36	0,01	1,69	1,17
14	Тк-1058	82,58	0,27	6,54	1,15	0,86	0,01	2,98	0,30	0,04	1,37	-	97,00	0,04	0,86	0,14
15	К-03	97,59	0,01	0,34	0,40	0,72	0,01	0,30	0,46	0,08	0,06	0,07	100,12	0,08		
16	28669	80,53	н/о	0,54	0,58	0,50	0,21	1,14	7,51	0,07	0,13	7,20	98,87	0,07	0,98	6,60
17	1385/1252	81,25	0,17	8,58	0,05	0,12	0,01	0,17	1,57	0,33	1,96	2,42	100,38	0,03	3,12	0,48
18	610/83	81,60	0,10	9,80	0,83	1,86	0,02	1,95	0,13	0,32	1,44	2,14	100,31	0,022		

I - Гусялковское м-ние; 2-8 - Камышинское м-ние; 9,10 - Николаевское м-ние; 11-14 - Тишинское м-ние; 15 - Козлушинское р-ние; 16 - Чекмарь; 17 - Ново-Ленинбургское м-ние; 18 - кварцево-серпичитовый сланец Березовско-Белоусовского рудного поля

зависимости от интенсивности осаднения, гидродинамического режима области осадконакопления, пульсационного поступления растворов могут образовываться как крупные однородные линзовидные или куполообразные залежи, макроскопически не обладающие признаками слоистости, так и слоистые образования, чередующиеся с терригенными породами. В конечном счете петрографические особенности отдельных представителей этой группы пород определяются соотношением интенсивностей гидротермального и терригенного осадконакопления, гидродинамической обстановкой, условиями литификации, в значительной степени определяющими процессы диагенетического преобразования. Существенную роль играет также и состав поступающих гидротермальных растворов. На ранних стадиях, как отмечалось выше, растворы выносят в основном кремнезем и поэтому в нижних частях гидротермально-осадочных комплексов развиваются преимущественно кварциты. Более поздние порции растворов обогащаются все большим количеством глинозема, других компонентов, что приводит к выпадению алкмосиликатного осадка, который преобразовывается затем в кварциты с примесью серицита и хлорита. Химический состав некоторых разновидностей подобных пород приведен в табл. 14. Однако часто в эволюции состава растворов происходит резкий скачок, благодаря чему состав образовавшихся илов меняется в сторону обогащения глиноземом, железом, магнием, иногда кальцием, что приводит к последующему преобразованию их в хлоритолиты.

4.2. Хлоритолиты и серицитолиты

Хлоритолиты и серицитолиты располагаются в верхней части разреза подрудных гидротермально-осадочных образований и непосредственно подстилают, а точнее вмещают рудные тела, которые, как было сказано выше, нередко переслаиваются с хлоритолитами, а иногда и перекрываются маломощными прослоями хлоритолитов или серицитолитов. Представлена эта группа довольно разнообразными по составу и текстурно-структурным особенностям породами. Среди них преобладают собственно хлоритолиты, т.е. породы более чем на 80% сложенные хлоритом, иногда это почти монохлоритовые породы. Постепенными переходами они связаны с хлорито-карбонатными и хлорито-серицитовыми породами, относительные количества хлорита, серицита, карбоната (кальцита или доломита) в которых меняется в широких пределах. Нередко встречаются и почти мономинеральные серицитолиты, обычно тяготеющие к самым верхам комплекса гидротермально-осадочных образований. Постепенными переходами представители этой группы пород связаны и с обычными алевролитами,

Химические составы кварцево-серицитовых пород

№ п/п	№ проб	СОЛ													
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ППП	H ₂ O ⁻	сумма: P ₂ O ₅	
1	I43I/683,2	72,95	0,13	15,60	0,29	0,49	0,08	1,57	0,89	0,18	4,95	2,87	0,15	100,21	0,05
2	I437/46I	72,90	0,45	15,73	0,41	0,52	0,02	1,31	0,57	0,12	4,13	3,97	0,10	100,31	0,08
3	10/86	71,74	0,19	12,86	4,79		0,07	2,14	0,10	0,5	3,21	3,98		99,06	0,08
4	40/86	70,00	0,45	12,18	3,43		0,13	3,75	0,31	3,75	0,31	1,5		99,99	0,17
5	42/86	70,99	0,46	12,66	3,09		0,12	5,21	0,21	0,7	2,30	3,48		99,39	0,16
6	43/86	68,42	0,50	15,21	3,37		0,08	3,55	0,14	1,3	2,81	3,94		99,42	0,09
7	31/86	69,59	0,13	11,22	2,51		0,11	3,41	0,96	3,1	1,68	6,28		99,07	0,08
8	32/86	72,11	0,15	11,83	2,96		0,13	5,02	0,19	3,8	0,24	2,92		99,44	0,08
9	Тк-625	68,28	0,43	13,41	1,43	1,78	0,01	3,90	0,61	0,06	3,14				0,07
10	Тк-1066	77,38	0,50	11,30	3,75	0,50	0,01	0,83	0,30	0,12	2,62				0,02
11	9127	65,32	0,48	13,58	2,25	1,81	0,11	3,71	2,41	0,15	3,26	4,85	0,24	98,49	0,12
12	28666	73,61	0,18	9,52	2,31	3,38	0,17	4,08	0,72	0,11	1,54	3,48	0,06	99,80	0,04
13	58,1	65,26	0,26	13,82	5,09	0,73	0,021	1,46	2,65	0,53	2,6	7,07	0,1	99,12	0,071
14	10/10	64,14	0,23	16,80	6,35	1,34	0,016	1,05	0,5	0,28	4,75	5,29	0,15	99,44	0,029
15	10/12	66,84	0,19	15,83	6,09	1,26	0,017	0,92	0,5	0,38	4,37	5,16	0,19	99,82	0,021
16	18/6	66,45	0,19	14,09	5,80	2,21	0,057	3,97	0,5	0,30	2,8	5,79	0,48	99,47	0,022
17	18/7	74,32	0,14	10,99	5,21	1,02	0,020	1,18	0,5	0,19	3,32	4,34	0,22	99,73	0,020
18	18/9	67,33	0,36	13,48	7,98	3,64	0,050	2,13	0,5	0,20	3,6	4,53	0,22	100,19	0,031
19	18/15	70,08	0,31	10,80	8,74	2,15	0,046	1,98	0,5	0,15	2,4	4,69	0,14	99,23	0,038

1,2 - Ново-Ленинбургское м-ние; 3-6 - Камышинское м-ние; 7,8 - Николаевское м-ние;

9,10 - Тишинское м-ние; 11 - Гусляковское; 12 - Чекмарь; 13-19 - Березовское м-ние

причем эти переходы выражены как в изменении относительного количества основных компонентов, слагающих породу, так и наличием слоистых, иногда ритмично-слоистых, пачек, в которых алевриты или кварциты чередуются с хлоритолитами, хлорито-карбонатными породами и др.

Характернейшей особенностью пород данной группы является их состав, надо признать, довольно необычный для пород осадочного генезиса. Действительно, будучи сложенными в основном серицитом и хлоритом, они в силу сложившихся стереотипов привычно воспринимаются как "метасоматиты". При этом сила традиции настолько велика, что большинство исследователей, отстаивающих метасоматическую природу этих образований, даже не пытаются привести каких-либо доказательств, полагая, что признаки метасоматоза очевидны. Однако внимательное изучение всех разновидностей хлоритолитов и серицитолитов позволяет получить ряд доказательств их гидротермально-осадочного генезиса.

Своеобразны текстурно-структурные особенности этой группы пород. Признаки слоистости в обнажениях и образцах наблюдаются здесь значительно реже, чем в кварцитах. Зато в шлифах слоистость фиксируется довольно часто, благодаря тому, что примесь терригенного материала присутствует повсеместно, бывает довольно значительной и, как правило, концентрируется в виде микрослойков, линзочек и др. Эта примесь представлена преимущественно алевритовыми зернами кварца, в меньших количествах присутствует полевой шпат, углистое вещество и т.д. Слоистость подчеркивается также послойным распределением кристалликов аутигенного рутила, который в этих породах бывает весьма обилен, и конечно же прослоями сингенетического пирита, часто характеризующимися ритмичным строением.

Наибольший интерес представляют широко развитые в хлоритолитах, можно сказать, в известной степени типоморфные для них ооидная и солитовая текстуры.

Ооидные образования свойственны в большей мере собственно хлоритолитам, значительно реже отмечаются в хлорито-карбонатных породах и почти не встречались в серицитолитах.

Ооиды часто имеют почти идеальную шарообразную форму, иногда слегка уплощены, размер их в поперечнике от 2-3 до 10 мм. Нередко встречаются и почковидные желвакообразные обособления (рис. 12). Как правило, у них однородное строение и по составу не отличаются от цементирующего материала. Иногда по краевым частям ооидов приурочены выделения тонкозернистого пирита, образующего внешнюю

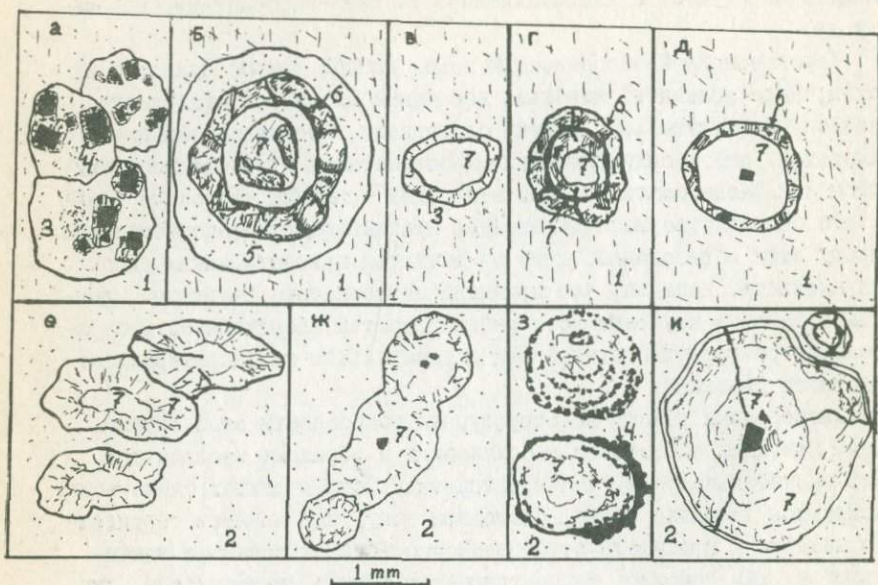


Рис. 12. Некоторые разновидности почковидных, ооидных и оолитовых текстур в хлоритолитах и серицитолитах. а - почковидные выделения серицита с кристаллами пирита в хлоритовой матрице; б-д - различные типы оолитов в хлоритолите; е, ж - хлоритовые почковидные выделения в сериците; з - ооиды хлорита с пиритом; и - оолиты хлорита в сериците. 1-2 - матрица (1 - хлоритовая, 2 - серицитовая); 3 - серицит; 4 - пирит в кварцевой кайме; 5 - кремнисто-кварцевая масса; 6 - карбонат; 7 - хлорит

зону осида, своего рода скорлупу. Основная цементирующая масса породы обычно неоднородна, с беспорядочным чередованием участков, сложенных то почти мономинеральным агрегатом хлорита, то серицита, то смесью этих минералов.

Наиболее разнообразно и ярко оосидные разности пород представлены в хлоритолитах Орловского месторождения. Следует подчеркнуть, что наблюдаемые особенности строения хлоритолитов абсолютно идентичны конкреционным, желвакообразным, оосидным текстурам глин, возникающим при диагенезе. Вообще колломорфные диагенетические текстуры хлоритолитов отличаются большим разнообразием форм. Помимо отмеченных выше хлоритовых оосидов, в этих породах встречаются почковидные обособления различного состава. Часто это многочисленные, разных размеров, округлые и овальные почки мелкозернистого пирита. Иногда во внутренних частях таких почек наблюдаются пятна крупночешуйчатого серицита. Нередко в тонкочешуйчатой хлоритовой матрице присутствуют крупные, изометричные, с неправильными очертаниями почки серицита. Они также насыщены вкрапленностью комочков тонкозернистого пирита, которые образуют более крупные скопления в центральных частях и по периферии почек. В других случаях подобные же почковидные обособления бывают сложены хлоритом. Иногда приходилось наблюдать серповидные трещины внутри почек, выполненные крупночешуйчатым хлоритом, серицитом, иногда пренитом. Трещины эти по облику, морфологическим особенностям, приуроченности к ядерным частям почек однозначно определяются как диагенетические образования, возникающие при уменьшении объема коллоидных осадков, обычные для конкреций в осадочных породах.

В матрице серицитового состава часто присутствуют оосиды, сложенные неоднородным тонкочешуйчатым агрегатом хлорита, окруженные концентрическими зонами пирита. В краевых частях оосидов заметно увеличивается крупность чешуек хлорита. Иногда в относительно мелких оосидах и почковидных обособлениях хлорита наблюдаются элементы зональности и радиальной ориентировки чешуек. В некоторых случаях, в самом центре оосидов находятся кубические кристаллики пирита. Эти признаки сближают оосиды с оолитами; вообще можно констатировать, что указанные структурные образования связаны между собой постепенными переходами и часто встречаются вместе.

Помимо правильных по форме оосидов и почковидных образований в оосидных хлоритолитах очень часто отмечаются крупные ступки хлоритового состава, чаще всего имеющие облик соединившихся,

"слипшихся" почек. В ряде случаев почковидная структура ступок бывает "прорисована" каемками пирита. Эти образования являются ступками периода коагуляции осадка (см. рис. 12).

В ооидных хлоритолитах обычно присутствует обильная вкрапленность мелких зерен рутила, как правило, рассеянных в матрице, и в ооидах. Изредка в центральных частях ооидов наблюдались мелкие зерна монацита с характерными плеохроичными ореолами.

Оолитовая структура в отличие от ооидной характеризуется развитием оолитов, имеющих концентрическое строение; при этом сферические зоны, нередко различные по минеральному составу, развиваются вокруг центрального ядра (см. рис. 12). Очень часто, хотя и не всегда, в центрах оолитов находится своеобразная "затравка" — кристаллики пирита, зерна кварца, обломки раковин морских животных и др. Размеры оолитов варьируют от долей миллиметров до 1 см, в некоторых случаях наблюдались оолиты размерами до 2-3 см. Они могут быть редкими, единичными; в этом случае в породе присутствуют оолиты разного размера. Иногда они настолько обильны, что матрица в породе выполняет только межшаровое пространство. Важным, на наш взгляд, обстоятельством является послойная приуроченность оолитов, т.е. наличие в однородных хлоритолитах или серицитолитах прослоев, обогащенных оолитами. Иногда эти прослои имеют довольно резкие границы. Надо заметить, что речь идет о карбонатных оолитах и указанная слоистость обусловлена наличием в исходном рыхлом глинистом осадке прослоев, обогащенных карбонатным веществом, которое в процессе диагенеза и оформилось в виде оолитов.

Оолитовые хлоритолиты широко распространены на рудноалтайских месторождениях. Автор наблюдал их на Риддер-Сокольном (практически на всех залежах), Ново-Ленинградском, Камышинском, Орловском, Юбилейном, Рубцовском, Таловском, Зыряновском месторождениях; они сохраняются даже на существенно преобразованных месторождениях: Греховском, Тишинском и Березовском.

Оолитовые породы разнообразны по составу. В хлоритолитах, т.е. в породах, матрица которых сложена преимущественно хлоритом, наибольшим распространением пользуются карбонатные (преимущественно кальцитовые, реже доломитовые) оолиты (рис. 13). Чаще всего у них концентрическое строение: карбонатное или хлоритовое ядро и чередующиеся карбонатные и хлоритовые концентры. В строении таких оолитов иногда участвует и кремнезем: некоторые концентры сложены кварцитовидным или кварц-хлоритовым материалом. Иногда карбонат внешней зоны бывает насыщен пылевидным углистым веществом. Наряду с этим, в хлоритолитах часто встречаются серицитовые

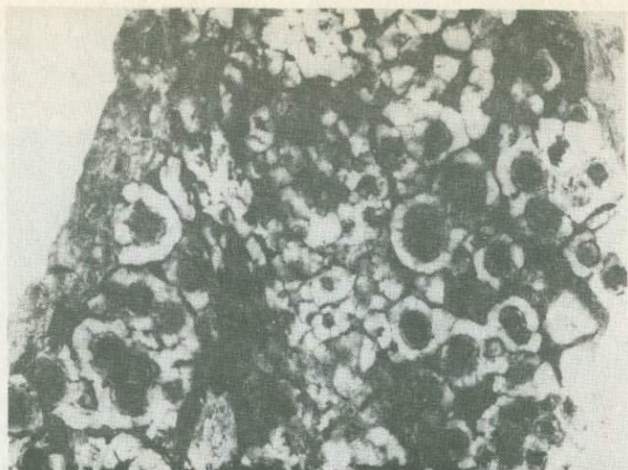
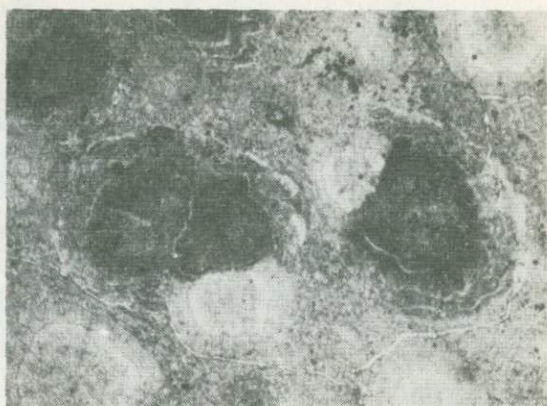


Рис. 13. Хлоритолит с обильными оолитами хлорито-доломитового состава. Риддер-Сокольное месторождение, полированный штафф, увел. 1,2 раза

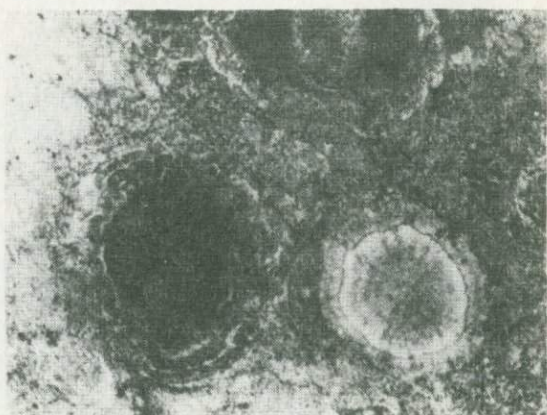
оолиты и серицит-пиритовые, в которых пирит, как правило, образует внешнюю сторочку.

В одной из разновидностей хлоритолитов Орловского месторождения были встречены несколько необычные оолиты. Довольно крупные (диаметром 2-4 мм) соприкасающиеся между собой, иногда буквально сросшиеся друг с другом, образующие своеобразные гроздья с минимальным количеством хлоритовой матрицы, они характеризуются относительно крупными ядрами и довольно многочисленными (до 5) широкими концентрическими зонами. Ядра оолитов сложены кремнисто-хлоритовой массой: иногда это хлорит с отдельными почковидными кварцитовыми обособлениями, в других случаях наоборот - почти сплошной кварцит с небольшими пятнами хлорита. Эти ядра окружены толстыми камерками бурого крупнокристаллического карбоната. Они в свою очередь обрастают концентрическими зонами кварцитового состава, и подобное чередование повторяется. Внешние кварцитовые зоны оолитов характеризуются фестончатым строением, обусловленным, по-видимому, частичным растворением.

В серицитолитах, т.е. в серицитовой матрице, чаще всего наблюдаются карбонатные (как правило, доломитовые) и хлоритовые оолиты. Нередко они присутствуют совместно, причем очевидны признаки их одновременного роста (рис.14,а). Интересно, что в этом случае не происходит чередования концентров разного состава,



а



б

Рис. 14. Карбонатные (светлые) и хлоритовые (темные) оолиты в серицитовой матрице. Видны признаки их одновременного роста (а), следы растворения внешних зон (б). Риддер-Сокольное месторождение, пр.шлиф, ув.50, ник.скрещены

хотя зональность оолитов отчетливо свидетельствует о неоднократной локальной смене условий. Об этом же говорят и признаки растворения внешних зон и последующей регенерации их (рис.14,б). В серицитолитовой матрице встречаются и хлоритовые оолиты с пиритовой оторочкой. Вообще оолиты в серицитовой матрице, в отличие от хлоритолитов, всегда меньше по размеру, более сложные по строению (с большим количеством концентров), с более наглядным проявлением зональности в пределах самих концентров. Обычно именно эти оолиты, более тонкие и изящные по своему строению, дают исчерпывающую информацию о процессах формирования. Именно в этих породах с предельной наглядностью видны взаимоотношения оолитов со слоистостью, в частности признаки раздвижения слоистости растущим оолитом.

Оолиты широко развиты, как было отмечено выше, и в породах существенно карбонатного состава, где они сложены в основном карбонатом с узкими концентрирами хлорита, а иногда и с хлоритовым ядром.

Диagenетическое оолитообразование развито не только в подстилающих рудные залежи гидротермально-осадочных породах. Оно свойственно и самим рудам. В гидротермально-осадочных рудах Ново-Ленинбургского месторождения встречены обильные оолиты, ядерная часть которых сложена сфалеритом, а кайма - серицитом (рис.15). Размер оолитов иногда достигает 0,5-1 см, ширина каймы серицита 1-2 мм. Как было установлено при изучении этих образований на растровом электронном микроскопе CamScan (MTU), между сфалеритом и серицитом присутствует небольшая кайма хлорита (?). В околорудных хлоритолитах среди карбонатных оолитов с хлоритовым ядром обнаружены оолиты со сфалеритовым ядром.

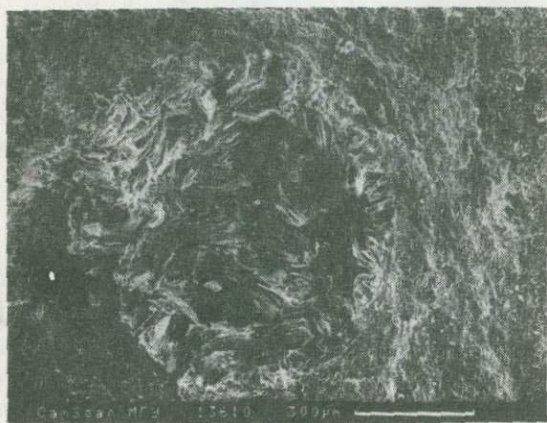
По данным Н.Е.Сергеевой, в рудах Ново-Ленинбургского месторождения встречаются оолитоподобные образования разнообразного состава и строения: это сфалерит, обрастающий каймой серицита; более сложные по строению оолиты с несколькими зональными концентрирами серицита, карбоната, пирита; пиритовые и баритовые оолиты в кайме серицита и др. Более подробному описанию этих и подобных им образований посвящен специальный раздел.

4.3. Оползневые брекчи

На многих месторождениях смена кварцитов хлоритолитами происходит достаточно резко и последние в виде пласта или пачки перекрывают пачку кварцитов. Однако в условиях расчлененного палеорельефа, в особенности на склонах кварцитовых куполов нередко наблюдаются своеобразные породы, по поводу генезиса которых вы-



а



б

Рис. 15. Оолитовые породы. а - мелкие оолиты хлорита в хлорито-лите; б - "скорлупа" крупночешуйчатого серицита, сфалеритовое ядро оолита выкрошено. Риддер-Сокольное место-рождение, сканирующий электронный микроскоп

сказывались различные мнения. В большинстве случаев их можно охарактеризовать как кварциты, содержащие обильные, иногда буквально переполняющие их обломко- и обрывковидные обособления хлоритолитов. Размеры их колеблются в широких пределах - от долей миллиметров до 10-15 см, однако, наибольшим развитием пользуются породы, в которых размер обособлений составляет по длинной оси от 1 до 3-4 см. Основная цементирующая масса пород представлена обычно тонкозернистыми, фарфоровидными кварцитами, но иногда она связана постепенными переходами со слоистыми алевролитами. Нередко в этих цементирующих кварцитах наблюдаются признаки слоистости, обусловленные наличием расплывчатых прослоев алевритового и даже песчанистого материала. Хлоритолитовые обособления очень специфичны. Как правило, это монохлоритовые выделения неправильной формы, в виде обрывков и своего рода "фьяммеподобных" образований (рис. 16). Вероятно именно поэтому хлоритовые обособления нередко принимаются за девитрифицированное вулканическое стекло и порода в целом определяется вследствие этого как "пеперит". Сходство хлоритолитовых обособлений с обломками и обрывками вулканического стекла усугубляется иногда их полосчатым строением, напоминающим флюидальность, а также присутствием редких, довольно крупных порфировых областей кварца, похожих на вкрапленники. Однако более детальное изучение указанных обособлений показывает, что они представляют собой обрывки, реже обломки относительно слабо литифицированного осадка существенно хлоритового состава. Это подтверждается наличием элементов слоистости, присутствием терригенного материала, аутигенного рутила, иными словами, полной идентичностью этих обособлений прослоям гидротермально-осадочных хлоритолитов. В текстурном рисунке этих пород зафиксированы многие детали их образования - пластичное течение слоистого осадка, оползневые перемещения, сопровождающиеся мелкой складчатостью, гофрировкой и, наконец, образование пластичных или полупластичных обрывков, обломков и т.д.

Детальное изучение этих образований позволило выявить следующие их особенности. 1. Обломки и обломковидные обособления представлены гидротермально-осадочными хлоритолитами, серицитолитами, нередко с мелкими карбонатными солитами. 2. Наряду с породами, содержащими остроугольные обломки, широко распространены разновидности, в которых обломковидные обособления имеют фьяммевидный облик, несут следы пластических деформаций, что является свидетельством перемещения пластических масс нелитифицированного или слабо литифицированного осадка. Надо заметить, что количествен-

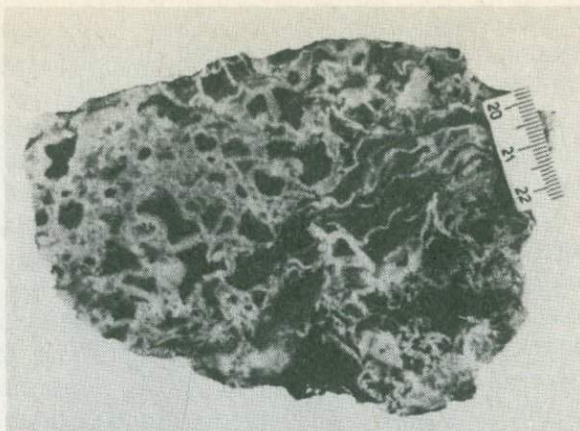


Рис. 16. Оползневая брекчия. Темное - хлорит, светлое - кварцит и карбонат. Риддер-Сокольное месторождение, полированный штуф

ные соотношения кремнистого и хлоритового материала весьма изменчивы и отмечаются случаи, где хлоритовый преобладает - тогда в хлоритовом цементе фиксируются обрывки и ступки кварцитового состава. 3. Очень часто в брекчиях наблюдаются крупные карбонатные диагенетические порфиробласты - как в обломках, так и в цементе. 4. В комплексе осадочных брекчий достаточно широко развиты так называемые линзовидно-полосчатые породы, образовавшиеся при пластических деформациях слоистого осадка, в результате чего возникает своеобразный текстурный рисунок - линзовидные, пластично изогнутые, гофрированные прослои хлоритового состава, чередующиеся с такими же обособлениями кремнистого состава и т.д.

При детальном картировании установлено, что эти своеобразные породы образуют довольно мощные (несколько десятков метров) пачки линзовидных слоев, выполняющих депрессионные прогибы), а также развиты на склонах купольных структур. Реже они встречаются в виде непротяженных маломощных пластов среди вулканогенно-осадочных, преимущественно терригенных пород. Фациальный анализ и палеовулканологические реконструкции позволяют прийти к выводу, что кварцито-хлоритовые породы образовались в результате подводных оползаний нелитифицированных и слаболитифицированных кремнисто-хлоритовых осадков со склонов купольных структур. Наиболее широким развитием эти породы пользуются на Риддер-Сокольном и Ново-Ленингорском месторождениях.

Из приведенных характеристик видно, что по текстурно-структурным особенностям, геологической позиции брекчии представляют собой осадочные образования, типичные для отложений склоновых оползней, мутьевых потоков и, наверное, не требовалась бы их подробная характеристика, если бы не своего рода уникальность их состава: необычность этих пород заключается в том, что все их компоненты представлены веществом, имеющим гидротермально-осадочное происхождение.

4.4. Особенности химического состава околорудных пород

Химический состав изученных кварцитов, как следует из самой природы этих образований, довольно прост; наблюдаемые вариации состава определяются присутствием хлорита, серицита, карбонатов и других минералов, количество которых резко возрастает в периферических и фланговых частях подрудного комплекса, что объясняется примесью чисто осадочного (хемогенного и терригенного) материала. Вследствие этого латеральная изменчивость кварцитов обусловлена характером фациальных взаимоотношений их с окружающими осадочными породами. Отмеченная выше смена кварцитов кварцево-слюдистыми образованиями вверх по разрезу - это эволюция состава гидротермального раствора, может рассматриваться как своеобразная зона перехода к залегающей выше пачке хлоритолитов и серицитолитов. Таким образом, сам по себе химизм кварцитов относительно малоинформативен, и поэтому наибольший интерес представляет анализ изменчивости составов хлоритов и серицитов, слагающих породы верхних горизонтов подрудных комплексов.

В связи с тем, что хлоритолиты и серицитолиты сложены чрезвычайно тонкочешуйчатыми, тонковолокнистыми агрегатами, основные данные по химическому составу минералов были получены путем локального микроанализа на приборах CamScan (лаборатория кафедры петрографии, Л.Б.Грановский) и УХА-5 (лаборатория кафедры полезных ископаемых, Н.Е.Сергеева) (табл.15). Из приведенных данных видно, что хлоритолиты околорудных пород характеризуются широким разнообразием составов, при этом преобладают магнезиальные и железомагнезиальные. Наибольшей изменчивостью отличаются хлориты гидротермально-осадочных пород слабопреобразованных месторождений: фигуративные точки их составов образуют ряд равномерной плотности - от железомагнезиальных до магнезиальных (рис.17). Хлориты гидротермально-осадочных пород интенсивно преобразованных месторождений образуют несколько более компактную группу, но также смещенную в сторону магнезиальных разностей. В отличие от

Химический состав

№ п/п	№ пробы	Название	SiO ₂	TiO ₂
1	РС-2	ядро оолита	38,42	0,02
2	2924	то же	32,54	0,04
3	1500 ₃ /150	- " -	36,35	0,01
4	1500/150	матрица	36,24	0,03
5	Т-6/86	талык в ядре оолита	65,92	н.о.
6	Т-6/86	матрица	40,12	0,07
7	13/86	хлоритолит	33,63	0,05
8	0-12	ядро оолита	35,06	0,09
9	0-12	матрица	34,59	0,05
10	Б-5	талык	66,45	0,02
11	1592/1237	хлоритолит	34,04	-
12	Т-6/86	талык в ядре оолита	65,75	-
13	Т-6/86	хлорит матрицы	36,25	-
14	II/17	ядро оолита	33,38	-
15	II/17	матрица	33,52	-
16	0-1	оолит	33,16	-
17	0-1	матрица	33,93	-
18	НЗ-9	хлоритолит	35,34	-
19	570Б/1062	то же	33,90	-
20	ГР-1	- " -	34,42	-
21	Б-10	- " -	30,39	-
22	17/9	хлорит метасоматический	29,40	-
23	15/4	хлорит в межшаровом пространстве	31,95	0,22

Примечание. Анализы выполнены на приборах CamScan (I-10) и JXA-5 (II-23).
 Месторождения: 1,2 - Риддер-Сокольное;
 3,4,11 - Ново-Лениногорское; 5-7,12,13 - Камышинское; 8,9,14-17 - Орловское;
 10-21 - Березовское; 18 - Новозолотушинское;
 19 - Малеевское; 20 - Греховское;
 22,23 - Николаевское

хлоритолитов и талыка

Таблица 15

Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
28,22	13,21	0,05	16,75	0,05	0,46	2,75	99,93
25,63	17,27	0,02	22,84	0,11	0,35	0,26	99,06
24,90	3,74	0,30	32,74	0,15	0,70	0,04	98,93
25,47	3,69	0,25	32,83	0,17	0,95	0,08	99,71
0,58	1,21	0,20	31,29	0,15	0,55	н.о.	99,90
22,06	2,38	0,17	33,81	0,18	0,31	0,02	99,12
26,34	8,38	0,10	30,26	0,08	0,43	н.о.	99,17
22,32	17,35	0,04	24,58	0,29	0,27	н.о.	100,00
21,97	17,93	0,14	24,74	0,12	0,43	0,04	100,01
0,21	1,52	0,30	30,99	0,04	0,46	н.о.	99,99
22,07	10,75	-	24,68	0,07	-	-	91,61
0,72	0,35	-	29,04	0,23	-	-	96,09
20,40	1,93	-	30,44	0,12	-	-	89,14
23,56	10,29	-	18,61	0,16	1,06	-	87,06
27,06	8,56	-	17,67	0,16	1,22	0,20	88,39
19,75	11,40	-	24,82	0,13	0,19	-	89,45
19,37	10,21	-	24,68	0,10	0,22	-	88,51
20,95	3,82	-	26,24	0,22	0,75	-	87,32
22,05	8,66	-	26,59	0,09	0,55	-	91,84
21,15	5,29	-	29,45	-	-	-	90,31
24,82	3,19	-	26,55	-	-	0,08	85,03
22,61	14,77	-	20,14	0,26	0,08	1,42	88,68
15,20	33,11	-	9,08	0,31	0,34	0,34	90,55

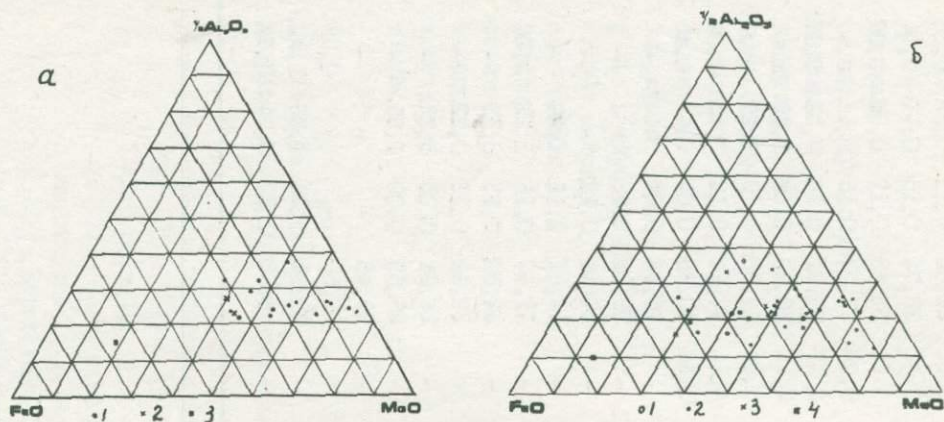


Рис. 17. Диаграммы составов хлоритов: а - по данным микроанализа: 1 - гидротермально-осадочные, 2 - метасоматические, 3 - межшаровой хлорит в базальтах; б - по данным химических анализов монофракций: 1 - гидротермально-осадочные неизменные; 2 - то же, преобразованные; 3 - метасоматические; 4 - межшаровой хлорит в базальтах

них хлориты гидротермально-метасоматических образований располагаются в основном в области железомagneзиальных составов. Кроме этого, по данным химических анализов устанавливается, что магнезиальные хлориты характеризуются более высоким относительным количеством Fe^{3+} , а среди магнезиально-железистых хлориты метасоматитов отличаются более низким содержанием Al .

Резко отличаются по химическому составу от хлоритов околорудных пород хлориты межшаровых образований в базальтах (табл. 15, рис. 17), что наряду с другими фактами опровергает мнение о том, что хлоритолиты являются продуктом палагонитизации.

Полученные данные по химическому составу хлоритов, расчет кристаллохимических формул позволили выявить некоторые кристаллохимические особенности изученных хлоритов. Обращает на себя внимание довольно высокое число тетраэдрических положений, занимаемых ионами Si : от 2,72 до 3,52 (табл. 16). В некоторых образцах это число превышает 3,6, что свойственно талькохлориту. Поскольку тальк был действительно обнаружен в хлоритолитах, такие высокие значения для Si , вероятно, не случайны. Весьма показательны, хотя и не совсем ясны, соотношения между $Al(IV)$ и $Al(VI)$. Во всех без исключения рассчитанных формулах $Al(VI)$ преобладает над $Al(IV)$, хотя теоретически их количества должны быть равны. При этом Al не единственный трехвалентный октаэдрический катион, Fe^{3+} , по данным химических анализов монофракций, занимает в среднем около 0,20 положений. Примечательным, по нашему мнению, является следующее обстоятельство. Наиболее существенное преобладание $Al(VI)$ фиксируется в хлоритах с максимально высоким формульным коэффициентом Si ; именно в этих разностях увеличивается и содержание Mg . Отсюда следует, что количество Mg определяется изоморфизмом Fe^{2+} и Mg , а между этой парой и парой $Al(VI)$ и Fe^{3+} прямых взаимоотношений нет.

Магнезиальные разности присутствуют во всем ряду значений от 2,8 до 3,6.

Классификация изученных хлоритов на основе диаграммы Хей показала, что большинство их из гидротермально-осадочных пород слабопреобразованных месторождений представлено клинохлором, пеннином, присутствуют также талькохлорит и делессит. В преобразованных месторождениях преобладают лейхтенбергит и клинохлор, встречаются также шамозит и делессит. Гидротермально-метасоматические хлориты образуют в основном компактную группу в поле рипидолита и пикнохлорита, хотя отдельные представители есть и в других группах (рис. 18).

Коэффициенты кристаллохимических формул хлоритов

№ пробы	Название	Si	Al(IV)	Al(VI)	Al _{общ.}	Mg	Fe ²⁺	Mn
PC-2	пикнохлорит	2,96	1,04	1,52	2,56	2,93	1,29	0,005
2924	рипидолит	2,74	1,25	1,40	2,65	3,17	1,29	0,001
I500/I50	клинохлор	2,84	1,15	1,30	2,46	4,31	0,27	0,02
I500/I50	рипидолит	1,74	1,25	1,26	2,52	4,42	0,27	0,01
T-6/86	пеннин	3,20	0,79	1,32	2,12	4,22	0,16	0,01
I3/86	рипидолит	2,72	1,27	1,37	2,64	3,95	0,61	0,005
O-I2	пикнохлорит	2,98	1,01	1,29	2,30	3,27	1,29	0,003
O-I2	то же	2,98	1,08	1,19	2,30	3,36	1,37	0,01
I592/I23	клинохлор	3,11	0,88	1,50	2,38	3,36	0,82	-
I592/I23	пеннин	3,26	0,73	1,42	2,16	4,08	0,14	-
II/I7	пикнохлорит	2,94	1,05	1,72	2,78	3,00	0,93	-
II/I7	то же	2,80	1,19	1,95	3,14	2,88	0,78	-
O-I	клинохлор	3,09	0,90	1,30	2,21	3,57	0,92	-
O-I	то же	3,16	0,83	1,34	2,17	3,57	0,82	-
H3	- " -	3,11	0,88	1,45	2,33	3,93	0,32	-
570B/I062	- " -	2,95	1,04	1,34	2,39	3,80	0,69	-
GP-I	- " -	3,11	0,88	1,37	2,25	3,97	0,40	-
B-I0	- " -	2,88	1,11	1,66	2,77	3,79	0,25	-
I7/9	рипидолит	2,72	1,28	1,25	2,43	3,47	1,42	-
I5/4	делессит	3,27	0,72	1,10	1,82	1,54	3,16	-

В составе серицитолитов существенно преобладает серицит, паргонит и фенгит присутствуют значительно реже. Серициты изученных пород по результатам химических и микронзондовых анализов характеризуются высокими содержаниями SiO₂, MgO и H₂O, при этом повышенные содержания MgO фиксируются главным образом в серицитах гидротермально-осадочных пород, тогда как в серицитах кварцево-серицитовых метасоматитов его значительно меньше (табл. 17). Уровень содержания Fe₂O₃ невысок, но в целом в серицитах гидротермально-осадочных пород железа несколько больше, чем в метасоматических. Важным свойством серицитов гидротермально-осадочных пород, позволяющим отличать их от метасоматических образований, является повышенное содержание в них TiO₂. Как было отмечено, в гидротермально-осадочных породах широко развит аутигенный рутил; в серицитах Ti замещает октаэдрический Al. По особенностям химического состава в серицитах предполагается присутствие гидромусковита и иллита, особенно в гидротермально-осадочных породах

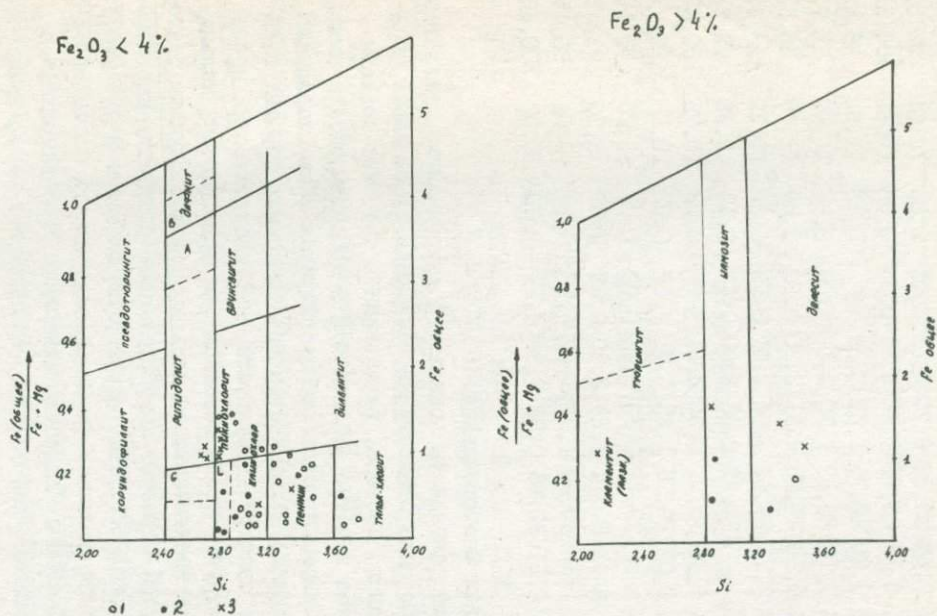


Рис. 18. Классификация хлоритов по Хью.

L - лейхтенбергит, G - грохауит, A - афросидерит, B - бавалит; хлориты: гидротермально-осадочных пород слабо преобразованных (1) и интенсивно преобразованных (2) месторождений; метасоматических (3) образований

Химический состав серицитов

№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
PC-2	52,89	0,20	32,54	0,60	2,82	н.о.	0,41	10,20	99,71
I576	49,77	0,56	35,53	0,70	2,03	0,01	0,36	10,61	99,60
I592/I237	53,11	0,13	28,71	0,90	2,34	0,03	0,59	10,61	96,52
I586/I041	55,15	0,20	26,75	1,07	3,39	-	0,40	11,52	98,49
I436/671	54,46	0,17	28,82	1,10	2,16	0,06	0,66	10,69	98,12
I450/519,4	53,86	0,18	27,73	2,51	2,30	0,09	0,39	11,49	98,55
I446/500	54,33	0,13	29,65	1,56	2,01	0,08	0,49	10,59	98,84
II/17	50,86	-	34,92	0,93	2,69	0,43	2,13	5,98	97,23
697	50,73	0,66	35,01	0,62	2,14	-	0,59	10,75	100,58
T-I	56,74	0,07	29,75	1,25	1,71	0,07	0,22	10,10	99,71
I317/715	51,43	н/о	32,79	0,50	0,63	0,07	1,73	6,25	93,40
I309/517	53,41	н/о	26,14	1,29	2,80	0,22	0,27	9,30	93,43
I7/9	52,01	н/о	30,99	1,37	1,69	0,10	0,26	10,04	96,45
I67/I52	54,34	0,11	32,85	0,88	1,88	0,10	0,30	10,00	100,46

слабопреобразованных месторождений.

Как показывают результаты локального микроанализа, гидротермально-осадочным породам свойственна отчетливо проявленная неоднородность химического состава, выраженная в том, что составы хлоритов и серицитов заметно различаются в пределах одного шлифа.

Существенной изменчивостью характеризуются также карбонаты, широко распространенные в гидротермально-осадочных породах главным образом в виде оолитов. Результаты микроаналитических исследований свидетельствуют, что в основном они представлены кальцитом и доломитом, но практически во всех конкретных случаях благодаря наличию примесей образуют многочисленные разновидности: марганцевистые и магниевые кальциты, железистые доломиты и др. (табл. 18). Обращает на себя внимание взаимная зависимость составов сосуществующих карбонатов и слоистых минералов, проявляющаяся в том, что в хлоритолитах, как правило, наблюдаются кальцитовые оолиты, тогда как в серицитовой матрице присутствуют обычно оолиты доломитового состава, хотя отмечены и исключения.

Конкретные характеристики обстановок диагенеза и последующего преобразования пород могут быть получены, в частности, из анализа таких парагенезисов, как марганцевистый кальцит и магниевый хлорит в Камышинском месторождении, магниевый кальцит

Т а б л и ц а 18
Химический состав карбонатов
(ЖА-5, Н.Е.Сергеева)

№ п/п	№ пробы	Название	CaO	MgO	FeO	MnO	Сумма
1	I566/I040	железистый доломит; оолиты в сериците	29,08	18,90	2,61	1,41	52,00
2	1450/519	то же	26,72	15,49	8,03	1,47	51,71
3	T-I	- " -	28,55	18,47	4,05	2,93	54,00
4	B-10	железистый доломит в Мо-хлорите	31,64	20,19	0,91	н.о.	52,74
5	4-2	кальцит в ассоциации с хлоритом и серици- том	52,39	н.о.	0,22	0,70	53,31
6	I592/I237	кальцит в ассоциации с Мо-Fe-хлоритом и серицитом	51,61	0,45	н.о.	н.о.	52,06
7	O-I	магнезиальный каль- цит; оолит в Мо-Fe- хлорите	45,50	2,10	0,61	0,27	48,48
8	H3-9	магнезиальный каль- цит в материнском хлорите	50,34	1,66	н.о.	н.о.	52,00
9	T-6/86	марганцевистый каль- цит; оолит в Мо-хло- рите	48,74	0,31	н.о.	1,86	50,91
10	I703/658,5	манганобрейнерит в руде	0,30	16,07	11,69	20,71	48,77

Месторождения: 1, 2, 6, 10 - Ново-Ленинбургское; 3 - Тишинское;
4 - Березовское; 5 - Чекмарь; 7 - Орловское;
8 - Новозолотушинское; 9 - Камышинское

и магнезиально-железистый хлорит в Орловском месторождении, желе-
зистый доломит и серицит на Ново-Ленинбургском и Тишинском место-
рождениях.

Большой интерес для расшифровки механизма оолитообразования
представляют данные по составу сложных зональных оолитов. Так,
например, в гидротермально-осадочных породах Риддер-Сокольного
месторождения в серицитовой матрице обнаружены зональные оолиты,
в ядрах которых содержится брейнерит, а во внешней кайме - желе-
зистый доломит. При этом в ядре присутствуют также хлорит и се-
рицит. Этот факт наряду с упомянутой выше особенностью камышин-
ских хлоритолитов, содержащих тальк в ядрах карбонатных оолитов,
сложенных марганцевистым кальцитом, свидетельствует о чрезвычай-

ной неоднородности физико-химических условий диагенеза. Этому процессу свойствен различный характер минеральных равновесий, возникающих в сравнительно близко расположенных точках.

4.5. Конкреции в околорудных породах и рудах месторождений

Конкреционные образования широко развиты в околорудных породах и самих рудах и поэтому заслуживают специального рассмотрения.

Конкреции в околорудных породах

Среди убедительных свидетельств гидротермально-осадочной природы околорудных пород (согласное залегание, присутствие терригенного материала, послойные выделения аутигенных минералов, обнаружение обломков кварцитов в вышележащих осадочных породах и др.) немаловажную роль играет и присутствие в них конкреций. Последние развиваются обычно среди глинисто-кремнистых и слюдястых разновидностей кварцитов в виде единичных образований и послойных скоплений. Конкрециям характерна округлая, овальная, уплощенная формы, размеры их достигают 10-12 см по длинной оси и 6-7 по короткой. Конкреции сложены плотным, довольно однородным кремнистым материалом светло-серого цвета. Иногда в них наблюдается слабо выраженная концентрическая зональность, нередко видны реликты слоистости. Лепешковидные крупные (диаметром до 15 см), эксцентрически-зональные конкреции темно-серых кварцитов часто встречаются на Камышинском месторождении. В подрудных породах Малеевского месторождения наряду с однородными серыми кремнями обнаружены типичные септарии, в сердцевине которых трещины синерезиса заполнены молочно-белым кварцем. Раннедиагенетическая природа этих образований не вызывает сомнений.

Многочисленны и разнообразны конкреционные обособления в хлоритолитах и серицитолитах. Здесь обычно присутствуют относительно мелкие конкреции, которые по особенностям строения отнесены к ооидам и оолитам. Помимо этого в хлоритолитах встречаются и почковидные образования, представленные карбонатными или кремнистыми обособлениями размером от 5 до 15 мм. По морфологическим особенностям и составу они определяются как типичные для глинистого периода коагуляции осадка.

Ооиды обычно развиты в тонкодисперсной хлорито-серицитовой или кремнисто-хлорито-серицитовой массе в виде округлых, овальных образований размером 2-10 мм. От вмещающей массы они отличаются однородностью состава, представляя собой почти мономинеральные хлоритовые ядра, окруженные тонкими оболочками сульфидов, в основном пирита.

Оолиты, как правило, имеют почти идеальную широкообразную форму, размеры от долей миллиметров до 15–20 мм. Оолитам свойственно концентрическое строение: шарообразное ядро облекается сферическими конценрами различного состава и толщины. Характерно, что именно такое ядро тонкодисперсного строения, почти мономинерального состава служит затравкой для роста оолитов. Значительно реже роль затравки играют обломки минеральных зерен (кварца, полевых шпатов), кристаллики пирита. По нашему мнению, наличие ядер тонкодисперсных минералов в большей степени свойственно диагенетическим конкрециям, тогда как конкреции, образующиеся в процессе седиментации на поверхности морского дна, во взвешенном состоянии, чаще в качестве центров осаждения используют обломки пород, минералов, остатки фауны и т.д. В оолитах вследствие перекристаллизации одновременно с концентрической структурой наблюдается и радиально-лучистая (рис. 19). В первую очередь перекристаллизации подвергаются концентрические зоны карбонатов. При полной перекристаллизации оолиты приобретают радиально-лучистое строение, свойственное сферолитам.

В ряде случаев наблюдались признаки раздвижения слоев вмещающей породы растущими оолитами; иногда слои прослеживаются в самих оолитах. Все это свидетельствует о диагенетической природе оолитов.

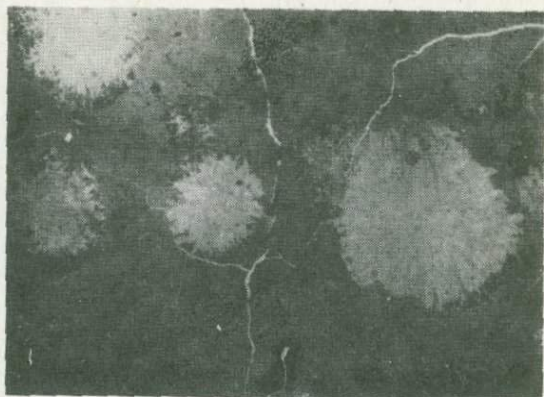
В оолитовых серицитолитах Риддер-Сокольного месторождения наблюдались концентрически-зональные оолиты хлорита с необычными фестончатыми контурами, возникшими вследствие частичного растворения внешних зон (см. рис. 14, б). В хлоритолитах Орловского месторождения отчетливо видно регенерационное нарастание широких концентрических зон на частично растворенные оолиты. Такие явления могут быть вызваны неустойчивой обстановкой диагенеза, изменчивостью его кислотно-щелочного режима.

Состав и строение оолитов и других конкреционных образований в околорудных породах достаточно разнообразны. В хлоритолитах наблюдаются в основном карбонатные оолиты с хлоритовым ядром. Некоторые концентры подобных оолитов бывают сложены кварцитовым или кварц-хлоритовым материалом. Иногда карбонат внешней зоны насыщен пылевидным углистым веществом. Реже в хлоритолитах встречаются серицитовые оолиты, иногда с пиритовой оболочкой. В серицитолитах обычно присутствуют карбонатные и хлоритовые оолиты, характеризующиеся многократным чередованием тонких концентрических зон.

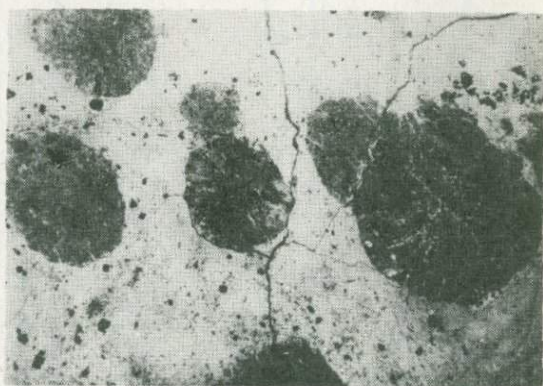
При всем разнообразии конкреционных образований, отчетливо проявлены некоторые закономерности их состава (табл. 19). I.Сос-

Т а б л и ц а 19

№ образцов:	Месторождения. Характеристика	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	Примечание	
128	PC-10	Риддер-Сокольное; серицитолит с доломитовыми оолитами											
		ядро оолита - хлорит	32,54	0,04	25,63	17,27	22,84	0,02	0,11	0,35	0,26	99,06	
		ядро оолита - хлорит с примесью серицита	45,86	0,08	29,50	7,62	9,88	0,10	0,26	0,01	6,73	100,04	
		оболочка оолита - железистый доломит				4,50	17,19	0,54	27,61			49,84	
		матрица - серицит	53,62	0,30	32,32	0,62	2,27	0,05	0,17	0,11	10,53	99,99	
128	11/17	Орловское; ооидный хлоритолит											
		центр ооида - хлорит	33,38		23,56	10,30	18,61		0,16	1,06	-	87,07	
		край ооида - хлорит	37,72		26,31	8,52	16,96		0,20	1,49	0,82	92,02	
		матрица - хлорит	32,12		27,31	8,58	17,91		0,15	1,13	-	87,20	
0-1	0-1	Ордовское; хлоритолит с карбонатными оолитами											
		ядро оолита - хлорит	33,16		19,75	11,40	24,82		0,13	0,19	-	89,45	
		оболочка оолита - магnezияльный кальцит				0,61	2,10	0,39	45,50			48,60	
		матрица - хлорит	33,93		19,37	10,21	24,68		0,10	0,22	-	88,51	
9-1288	T-6/86	Камышинское; оолитовый хлоритолит											
		ядро оолита - тальк	65,75		0,72	0,36	29,04		0,23	-	-	96,30	
		оболочка оолита - марганцевистый кальцит				-	0,30	1,86	48,74			50,90	
		матрица - магнезиальный хлорит	36,25		20,40	1,94	30,44		0,12	-	-	89,15	
129	B-10	Березовское; рассланцованные оолитовые хлоритолиты											
		оолиты - доломит				0,91	20,19	-	31,64			52,74	
		матрица - магнезиальный хлорит	30,39		24,82	3,19	26,56		-	-	0,08	85,04	
129	1662/424	Ново-Ленинское; серицитолит с оолитами											
		ядро оолита - хлорит с примесью серицита	34,81		33,02	4,51	15,16		-	0,51	0,11	88,14	
		брейнерит в центре оолита				10,01	44,87	-	-			54,88	
		кайма - железистый доломит				1,81	20,60	1,91	29,81			54,13	
		матрица - серицит	50,62	0,09	35,74	0,48	1,92		0,05	1,55	9,57	100,02	
1666/1041	1666/1041	Ново-Ленинское; серицитолит с оолитами											
		оолит - железистый доломит				2,51	18,90	1,41	29,08			51,90	
		матрица - серицит	55,15	0,20	26,76	1,07	3,39		-	0,40	11,52	98,49	



а



б

Рис. 19. Оолитовый серицитолит. Радиально-лучистые оолиты хлорита с карбонатной каймой в серицитовой матрице. Пр. шлиф, ув.40, николи скрещены (а), при одном николе (б)

тавы оолдов и матрицы в хлоритолитах практически одинаковы. 2. Хлоритовые ядра оолитов вследствие диагенетической дифференциации отличаются от матрицы большей однородностью, тенденцией к мономинеральному составу. 3. Отмечается своеобразная взаимная зависимость составов карбонатных оолитов и слюдистой матрицы, иногда выраженная в контрастном распределении MoO между ними. Так, в матрице магнезиального хлорита обычны оолиты кальцита; в железомagneзиальном хлорите – оолиты магнезиального кальцита; в серицитолите – оолиты железистого доломита. В интенсивно метаморфизованных породах Березовского месторождения в матрице магнезиального хлорита развиты оолиты доломита, что можно объяснить первичной высокой магнезиальностью осадка.

В околорудных породах вблизи контакта с рудными залежами, особенно в перекрывающих образованиях, очень часто встречаются конкреционные выделения сульфидов.

По данным Д.Т.Федорова, в надрудной толще Камышинского и Артемьевского месторождений среди кремнисто-углистых алевролитов наряду с тонкими прослоями сингенетического пирита отмечаются концентрические стяжения мелкозернистого пирита, размером до 2 см, иногда с пирротинном.

В алевролитах и кремнистых породах кряжковской свиты Лениногорского рудного поля наряду с тонкозернистым сингенетическим пиритом присутствуют оолитоподобные образования пирита с галенитом (Покровская, 1982). На этом же рудном поле в скв.2061 в баритовой руде, переслаивающейся с алевролитами, были встречены пиритовые конкреции размером до 8 см с отчетливо выраженной концентрической зональностью. Надо отметить, что эти руды подстилаются хлоритолитами, в которых развиты карбонатные оолиты.

Однако наибольший интерес несомненно представляют обнаруженные в слюдисто-карбонатных алевролитах, перекрывающих залежь Белкину Риддер-Сокольного месторождения, мелкие оолиты, ядра которых представлены сфалеритом, а внешняя оболочка, своего рода "скорлупа" – крупночешуйчатым серицитом. Эти оолиты замечательны тем, что точно такие же, но более крупного размера обнаружены в рудах Ново-Лениногорского месторождения (см.рис.15).

Конкреции в рудах алтайских месторождений

Как неоднократно отмечалось ранее, в рудах колчеданно-полиметаллических месторождений наряду с широко распространенными колломорфными текстурами и структурами встречаются и конкреционные образования. Так, в жильно-штожверковых медноколчеданных рудах Быструшинской залежи Риддер-Сокольного месторождения присут-

ствуют сферические образования пирита размером 0,05–0,2 см, сложенные мелкими зернами и имеющие в своих центральных частях полости, морфологически подобные септариям, выполненные халькопиритом, кварцем, карбонатом (рис. 20, а). Иногда эти полости имеют больший объем, а пирит образует лишь сравнительно узкую кайму в виде своеобразных атоллов и розеток. Эти конкреционные образования образуют по краям кубическими кристалликами; нередко такие скопления образованы более крупными кристаллами пирита и сферическое строение сохраняется только в общих очертаниях. В некоторых из них от центральной части отходят радиальные трещины, подобные трещинам усыхания, типичным для кремнистых, карбонатных и других нерудных конкреций. В этих пиритовых конкрециях встречаются включения галенита, реже сфалерита. В тех образцах, где преобладают сульфиды свинца и цинка, ядерная часть конкреционных образований выполнена не халькопиритом, а галенитом.

Наряду со сферическими образованиями распространены агрегаты мелкозернистого пирита, характеризующегося метаколлоидным радиально-лучистым и концентрически-зональным строением, а также скопления фрамбоидального пирита. Проведенный лазерный микроанализ показал, что округлые выделения мелкозернистого пирита так же, как и другие агрегаты его колломорфного строения, обогащены, по сравнению с крупнозернистым, кобальтом, никелем, свинцом и серебром. Подобные образования были описаны ранее для других месторождений как продукт диагенеза гелевых масс.

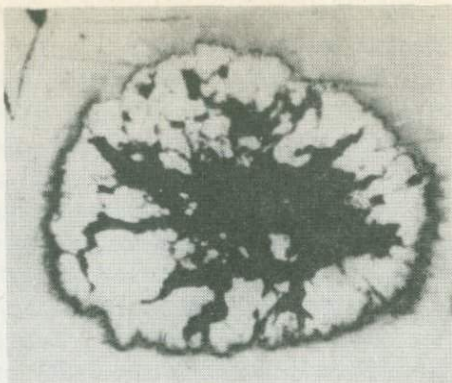
Надо отметить, что жильно-штокерковые руды, о которых идет речь, представляют собой достаточно крупные, крутопадающие жилы, являющиеся корневой частью стратиформных залежей, пересекающие комплекс подрудных пород (на глубину до 200 м, иногда 400 м). Они сложены массивными и вкрапленными рудами, среди которых встречаются участки кремнисто-карбонатно-серицитовых тонкодисперсных пород, состав которых практически аналогичен серицито-хлоритолитовым пачкам подрудного комплекса. Очень важным, по нашему мнению, является тот факт, что в этих рудах вместе с сульфидными конкреционными образованиями присутствуют карбонатные и кремнисто-карбонатные оолиты, — точно такие же, как охарактеризованные выше в подрудных породах.

Помимо пиритовых в рудах широко развиты сфалеритовые оолиты. Так, конкреционные образования сфалерита слагают линзу сплошных руд в северо-восточной части карьера Николаевского месторождения, на расстоянии 400 м от главного Крещенского рудного тела. Линза согласно залегает среди гравелитов, песчаников и алевролитов, об-

разующих довольно мощную пачку в толще лав и туфов базальтового состава. Руды представлены сфалеритовыми оолитами размером 0,1–1 мм, в которых при травлении обнаруживается двойниковое строение, причем ориентация двойников иногда выражена довольно ясно и имеет радиально-лучистое строение (рис. 20,б). Нередко в центре оолитов присутствуют включения пирита, галенита, халькопирита и блеклой руды. Реже галенит образует выделения, аналогичные сфалериту. Нередко сульфидные оолиты окаймляются агрегатом кварца и карбоната, последний, как показал рентгено-спектральный микроанализ отвечает по составу доломиту. Иногда прожилки доломита и кварца пересекают оолиты сфалерита. Сфалерит, в основном маложелезистый: среднее содержание железа составляет 0,87%, кадмия – 0,25%. Характерно концентрически-зональное распределение железа, выраженное повышенными концентрациями его в центральных частях оолитов (Дергачев, 1989). Контрастность этой зональности, вероятно, зависит от среза оолита плоскостью шлифа. Даже при пересечении оолитов кварц-доломитовыми прожилками зональность сфалеритовых выделений сохраняется. Блеклая руда представлена широким диапазоном составом от № 16 до № 82. В некоторых случаях пирит и марказит обрастают сфалеритовые образования. В интерстициях сфалеритовых и других конкреционных образований преобладает кварц, насыщенный тонкозернистым кристаллическим пиритом.

Для руд Ново-Ленингорского месторождения также весьма характерны упомянутые выше своеобразные сфалеритовые оолиты, часто округлые или овальные, размером от 0,5 до 5 мм, реже до 1 см (рис. 20,в). Определяющим для этих образований является наличие вокруг них каймы серицита, относительно крупные пластинки которого ориентированы по радиальному направлению. Довольно часто в состав этой каймы входит и карбонат. Эти образования приурочены, в основном, к лежащему боку пластовых барит-полиметаллических руд, но встречаются и в других частях залежи. Их появление обычно происходит на фоне развития "пирит-серицитового" тонкозернистого агрегата, состоящего из переменного количества серицита, хлорита, карбоната, рутила и сульфидов, в основном мелкозернистого кубического пирита.

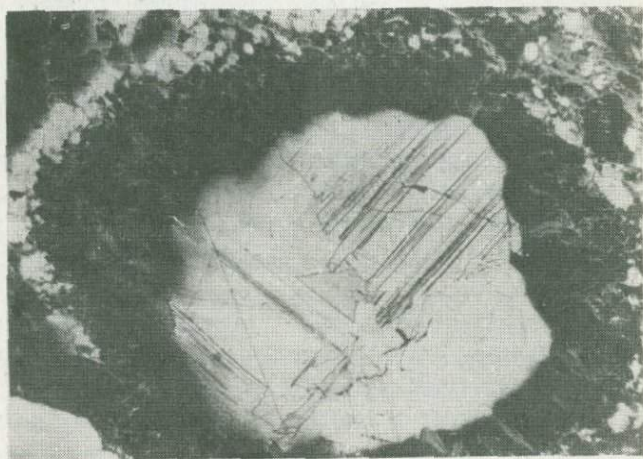
Подобные сфалеритовые оолиты отмечаются и в штокверковых полиметаллических рудах. Полиметаллические прожилки иногда состоят из округлых выделений сфалерита, содержащих включения халькопирита, галенита, пирита. Эти выделения находятся в окружении радиально-ориентированного серицита и мелких зерен сфалерита. В кайме серицита иногда обнаруживаются "перьевидные" зерна пирротина, вытянутые согласно с ориентировкой зерен серицита. При трав-



a



b



B



Г

Рис. 20. Конкреции полиметаллических руд.

а - конкреции пирита в поле халькопирита. Центральная часть и трещины усыхания выполнены кварцем. Риддер-Сокольное месторождение, Быструшинская залежь, аншл. Р-48, ув.63;

б - оолиты сфалерита радиально-лучистого строения с каймой кварц-доломитового состава. Николаевское м-ние, аншл. 204/18, ув.24;

в - сфалеритовый оолит в кайме сложного состава: внутренняя зона - серицит, внешняя - агрегат мелкозернистого сфалерита и пирита. Ново-Ленинбургское м-ние, аншл. 1648а/956, ув.24;

г - конкреция, состоящая из сфалерита (ядро), серицита и пирита (концентрические зоны). Ново-Ленинбургское м-ние, аншл.1684а/931,2, ув.24

лении проявляются двойники роста, иногда обнаруживающие радиальную ориентировку.

В массивных пластовых полиметаллических рудах наблюдаются такие же выделения сфалерита, размером до 1 мм на фоне агрегатов пирита колломорфного строения, которые в свою очередь также иногда обрастают каймой серицита.

Такие же сфалеритовые образования встречаются среди гравелитов, расположенных в лежачем боку Западной залежи Ново-Ленинбургского месторождения, где гравелиты содержат обломковидные сульфидные обособления и гнезда светло-желтого сфалерита с текстурой, напоминающей колломорфную. Сфалеритовые оолиты по краям сложены мелкозернистым сфалеритом и окружены каймой сплошного карбоната, и лишь по границе с вмещающей нерудной массой в этой кайме отмечается серицит.

Особо можно отметить оолитоподобные образования, встреченные в образце из массивных барит-полиметаллических руд. Такое конкреционное выделение с хорошо выраженным строением представлено на рис. 20, г. Его сфалеритовое ядро имеет весьма неровные границы, изрезанные чешуйками серицита. Далее чередуются зоны, сложенные переменными количествами тонкозернистых агрегатов сфалерита, пирита, серицита. По мере удаления от ядра количество сульфидов уменьшается. Внешняя зона образована обособленными крупными зернами пирита.

В рудах 2-ой Риддерской залежи Риддер-Сокольного месторождения описан сфалерит, который также образует слутки, оолитоподобные и концентрически-зональные стяжения совместно с пиритом, галенитом, блеклой рудой и доломитом (Покровская, 1982).

В целом, из главных рудообразующих минералов полиметаллических руд меньшей способностью, чем пирит и сфалерит к формированию оолитоподобных стяжений обладают галенит и халькопирит, которые обычно входят в состав таких оолитов, так же как блеклая руда, в качестве включений. Реже галенит может давать самостоятельные округлые формы, например, в сростании с пиритом, хотя в этих случаях подобные образования могут быть и продуктом более позднего замещения пирита галенитом.

х х х

Конкреционные образования различных типов, встречающиеся во вмещающих осадочных, околорудных породах и рудах, интерпретируются исследователями по-разному.

Конкреционный статус этих образований не оспаривается только для осадочных пород, где за ними признается в большинстве случаев

классическое происхождение в основном в стадию диагенеза.

Конкреционные образования в околорудных породах в большинстве своем принимаются за продукты метасоматоза. Их генезис особо не обсуждается, они автоматически относятся к метасоматитам, поскольку сами околорудные породы традиционно (и в ряде случаев без доказательств) считаются метасоматитами (Волков и др., 1972; Чеквадзе, 1981; Покровская, 1982).

Шаровидные или эллипсоидные обособления сульфидов в рудах вслед за Ф.В.Чухровым, Л.М.Лебедевым расценивались обычно как разновидность колломорфных образований, свидетельствующих об участии в рудотолжении коллоидных растворов.

Полученный материал позволяет дать иную трактовку наблюдаемым явлениям. Прежде всего следует подчеркнуть, что охарактеризованные выше шаровидные обособления в околорудных породах и рудах определенно могут быть отнесены к конкрециям, т.е. "стяжениям аутигенных (хемо- или биохемогенных) минеральных компонентов, ясно отличающимися от вмещающей среды (осадка, породы, почвы и т.п.) составом, формой и другими признаками и образующимся путем разностороннего роста по субпараллельным, обычно кривым поверхностям за счет концентрации рассеянных компонентов вмещающей среды..." (Г.С., 1978). Не повторяя всех характерных черт рассмотренных образований, позволяющих отнести их к конкрециям, обратим внимание на одну особенность, которая, по нашему мнению, свойственна только конкрециям (хотя и не является обязательным их элементом) и никаким другим образованиям. Это последовательное нарастание концентрических зон совершенно различных минералов (например, на хлорит-карбонат, на серицит - пирит, на сфалерит - серицит и т.д.), первоначально имевших тонкодисперсное строение.

Значение установленных фактов развития конкреций различных видов в рудах и околорудных породах может быть оценено при учете следующих положений.

Как известно, конкреции образуются на разных стадиях формирования и видоизменения породы от периода накопления тонкодисперсного рыхлого материала (осадка, вещества гидротермально-осадочной седиментации или продукта, осадившегося в свободных полостях из гидротермальных растворов) до диагенеза и даже глубинного метангенеза. Подавляющее большинство микро- и мегаконкреций связано с диагенезом и всегда с участием жидкой среды (Атлас..., 1988). Основные особенности формирования и строения конкреций обусловлены следующими причинами.

I. Всякая конкреция в процессе роста представляет собой образование рыхлое, пористое, сложенное агрегатом тонкодисперсных

частиц и поэтому обладает огромной величиной поверхностной активности. В силу этого следует признать, что рост конкреций происходит не только путем диффузии и инфильтрации конкрециеобразователя из истинных или коллоидных растворов, но и вследствие концентрации на поверхности конкреций тонкодисперсных частиц аутигенных минералов. Именно этим механизмом можно объяснить обычное для конкреции явление - нарастание одного минерального агрегата на другой.

Осаждение тонкодисперсных частиц (в первую очередь имеются в виду аутигенные глинистые минералы, впоследствии преобразовавшиеся в хлорит и серицит) на поверхностях растущих конкреций, представляющих собой агрегаты с большой поверхностной активностью, принципиально отличается от кристаллизации вещества из истинных или коллоидных растворов, которая может приводить к формированию только мономинеральных зон. Отличительная черта конкреций - их полиминеральность (Македонов, 1976), может быть объяснена, по нашему мнению, действием (наряду с кристаллизацией из растворов) механизма осаждения тонкодисперсных минеральных частиц из окружающей среды, в первую очередь из формирующихся здесь же гелей. Это положение отчасти подтверждается свидетельствами о прохождении конкрециями гелевой стадии (Македонов, 1976).

2. Подтверждением того, что в процессе роста конкреций слагающее их вещество обладает высокой степенью поверхностной активности, служит факт обогащения конкреций (практически всех зон независимо от состава) примесями различных элементов. Так, при диагенетическом преобразовании хлоритолитов в оолитах концентрируются Cu , Ag , Pb , Zn ; а также Ni и Co . В пиритовых конкрециях, как было указано, отмечены повышенные концентрации Ni , Co , Pb , Ag .

3. Изменения физико-химических параметров среды вызывают активизацию различных компонентов, которые последовательно играют роль конкрециеобразователей. В первую очередь температура и кислотно-щелочная обстановка определяют минеральный состав конкреционных зон. Неустойчивость обстановки и частая смена условий приводят иногда к растворению внешних зон оолитов и возможной последующей регенерации их.

4. Условием роста конкреции является участие жидкой фазы и высокая проницаемость среды.

Итак, конкреции возникают в определенной среде - тонкодисперсной, высокопроницаемой, водонасыщенной, - преимущественно на диагенетической стадии ее преобразования. Поэтому наличие конкреций - свидетельство именно такого состояния среды в период их образования. Таким образом, конкреции дают важнейшую генетическую информацию, характеризую условия преобразования вмещающих их пород.

Все изложенное позволяет прийти к следующим выводам.

1. Присутствие конкреций различных видов в рудах и околорудных породах является типоморфной особенностью алтайских колчеданно-полиметаллических месторождений. Механизм роста конкреций определяется в первую очередь процессами сорбции вещества на тонкодисперсных и потому поверхностно активных скоплениях, ступках минеральных частиц. Поэтому условием их образования является тонкая дисперсность вещества и высокая проницаемость среды.

2. Разнообразные ооидные и оолитовые структуры околорудных хлоритолитов и серицитолитов, септариевые конкреции в кварцитах имеют все признаки раннедиагенетических образований; поэтому их следует рассматривать как доказательство гидротермально-осадочного генезиса околорудных пород.

3. Конкреции в колчеданно-полиметаллических рудах встречаются не только в послонных, стратиформных залежах, где их присутствие объясняется гидротермально-осадочной природой руд, но и в жилах секущих корневых зон. В этих рудах конкреции могли образоваться только при условии, если рудное вещество первоначально было представлено (хотя бы частично) тонкодисперсной водонасыщенной массой. Наличие настоящих конкреций в рудах, а именно таковыми являются описанные образования, исключают возможность образования их метасоматическим путем.

4.6. Слоистые минералы околорудных пород

С целью выявления типоморфных особенностей слоистых минералов из околорудных пород различного генезиса было проведено их комплексное изучение, включавшее рентгенографический, ИК-спектроскопический и электронномикроскопический методы. Основными объектами изучения были микроскопически однородные тонкодисперсные полиминеральные образования, которые обычно диагностируются как хлоритолиты или серицитолиты.

4.6.1. Хлоритовые минералы

Одной из задач проведенных исследований явилось выяснение характера влияния метаморфических преобразований на кристаллохимические особенности хлоритов. Ранее выполненные работы показали, что хлоритолиты месторождений, на которых метаморфизующие факторы почти не проявлены или проявлены в относительно слабой степени, характеризуются тонковолокнистым строением, многофазным составом, что обусловлено присутствием реликтовых минеральных фаз, нередко

содержат оолиты кальцита и доломита, или ассоциируют с кремнистыми обособлениями. В отличие от них хлоритолиты преобразованных (метаморфизованных) месторождений представлены более однородными, крупночешуйчатыми, массивными породами, среди которых нередко присутствует тальк. И, наконец, в интенсивно преобразованных месторождениях развиты ассоциации с амфиболами.

Для рентгенографического и ИК-спектроскопического изучения были отобраны образцы хлоритолитов из нескольких месторождений, в различной степени преобразованных процессами динамотермального метаморфизма. Изученные объекты могут быть объединены в две группы: 1) относительно слабо метаморфизованные месторождения (Риддер-Сокольное, Ново-Ленинское, Орловское, Камышинское, Юбилейное); 2) месторождения интенсивно преобразованные в процессе динамотермального метаморфизма (Греховское, Березовское, Корбалихинское). Образцы были отобраны из визуально почти однородных массивных пород, ассоциирующих преимущественно с полиметаллическими и колчеданно-полиметаллическими рудами.

Препараты для рентгенографических исследований готовились по стандартным методикам. Дифрактограммы получены на ДРОН-3,0 на медном излучении (сканирование образца 1° ; $0,5^\circ$ /мин; щели $\sim 0,5-0,25-0,25-0,5$. ИК-спектры получены на ИК-29. Образцы готовились в виде суспензии в вазелиновом масле. На дифрактограммах фиксируются узкие интенсивные отражения. По характеру распределения интенсивностей базальных рефлексов и величине $d_{0,60}$ исследуемые хлориты относятся к магнезиально-железистым триоктаэдрическим хлоритам. Для образцов, попадающих почти на границу между магнезиально-железистыми и разбухающими хлоритами (рис. 2I) на дифрактограммах от насыщенных глицерином препаратов не наблюдается увеличение d_{001} .

Хлориты из месторождений первой группы локализуются в основном в поле магнезиальных хлоритов (хотя химическими анализами в них иногда устанавливаются заметные количества железа). Минералам этой группы в наибольшей степени свойственны некоторые несоответствия между значениями δ_0 , интенсивностями базальных рефлексов и ИК-спектрами. Так, для образцов 5, 8, 10, 11 (табл. 20) величина δ_0 лежит в интервале значений 9,17-9,21 Å. Такие низкие значения δ_0 у минералов хлоритовой группы, как правило, не встречаются, они свойственны чаще всего амезитам и септехлоритам. Кроме того, на ИК-спектрах этих образцов фиксируется полоса поглощения с волновым числом 670 см^{-1} . Анализ межплоскостных расстояний серии рефлексов 20I, соотношения их интенсивностей показывают, что большая часть хлоритов этой группы представлена полиминеральными

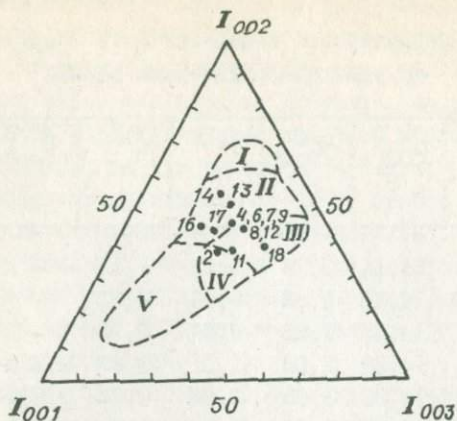


Рис. 21. Соотношения интенсивностей базальных рефлексов d_{001} , d_{002} , d_{003} . Штриховой линией выделены поля: I - железистых хлоритов, II - магнезиально-железистых хлоритов, III - магнезиальных хлоритов, IV - триоктаэдрических дефектных хлоритов, V - триоктаэдрических разбухающих и корренситоподобных хлоритов

агрегатами 14 \AA хлорита политипа II, септехлорита (или амезита) или 14 \AA хлорита политипа I. Этот вывод подтверждается результатами проведенных ранее С.П. Федосовой исследований, которые показали, что для минералов с хлоритовой структурой почти не наблюдается изменение волнового числа полосы поглощения в области частот $600-700 \text{ см}^{-1}$. Данная полоса независимо от состава хлоритов лежит в узком интервале частот $650-660 \text{ см}^{-1}$. В спектрах 7 \AA - минералов, таких как амезиты, бертерины и других наблюдается сдвиг этой полосы до значения 670 см^{-1} . Таким образом, можно предположить, что наблюдаемые расхождения рентгеновских результатов и данных ИК-спектроскопии скорее всего являются следствием фазовой неоднородности образцов.

В отличие от первой группы, хлориты из околорудных пород метаморфизованных месторождений представлены в основном магнезиально-железистыми разностями, величина b_0 для них не опускается ниже $9,21 \text{ \AA}$. ИК-спектры также соответствуют магнезиально-железистым хлоритам.

Как характерную деталь следует отметить, что хлориты гидро-

Т а б л и ц а 20

Глиноземистость и железистость хлоритов
по рентгенографическим данным

№№ п/п	№ образца	d_{001} Å	Al° общ.	Al^{IV}	Al^{VI}	$\delta_{0,A}^{\circ}$	Fe (опр. по δ_0)	Fe исп опред. методом Петрука
1	PC-10	14,11	2,93	1,52	1,41	-	-	-
2	I578/929	14,30	1,58	0,86	0,72	-	-	0,87
3	I566/863,5	14,30	1,58	0,86	0,72	-	-	0,35
4	OP-I	14,23	2,08	1,11	0,97	9,228	0,49	0,25
5	KAM-I	14,30	1,65	0,90	0,75	9,204	0	0,25
6	KAM-2	14,12	2,86	1,48	1,38	9,21	0	0,00
7	I314/491	14,16	2,57	1,34	1,23	-	-	1,15
8	I314/424,5	14,23	2,08	1,11	0,97	9,17	0	0,35
9	I314/441,5	14,18	2,43	1,27	1,16	-	-	1,3
10	I314/419,85	14,21	2,21	1,17	1,04	9,18	0	0,17
11	II84/275	14,23	2,08	1,11	0,97	9,19	0	0,0
12	ГР-I	14,19	2,36	1,25	1,11	9,246	0,97	0,18
13	ГР-2	14,18	2,43	1,27	1,16	9,23	0,54	0,35
14	ГР-3	14,20	2,29	1,21	1,08	9,258	0,30	2,37
15	Б-4	14,13	2,78	1,45	1,33	9,216	0,16	0,75
16	536/1059	14,27	1,78	0,96	0,82	9,23	0,32	1,20
17	570/1062	14,25	2,14	1,14	1,00	9,225	0,40	0,65
18	I550/833,8	14,12	2,86	1,48	1,38	9,222	0,32	0,20
19	I7/6	14,15	2,64	1,38	1,26	9,24	0,81	1,35

П р и м е ч а н и е. Месторождения: 1 - Риддер-Сокольное; 2,3 - Ново-Ленинбургское; 4 - Орловское; 5 - Камышинское; 7-11 - Юбилейное; 12-14 - Греховское; 15 - Березовское; 16,17 - Корбалихинское; 18,19 - Ново-Ленинбургское (18 - метасоматический хлорит, 19 - метасоматический хлорит (по игнимбриту))

термальном-метасоматическом генезисе из рудоподводящих зон месторождений первой группы по кристаллическим особенностям тяготеет к хлоритам метаморфированных месторождений (см. табл. 20, обр. 18, 19).

Таким образом, изученные образцы хлоритов, по результатам рентгенографического и ИК-спектроскопического исследований, достаточно четко разделяются на две группы. Для хлоритов первой группы характерно разнообразие полиморфов (P^b , I^b), низкое содержание алюминия (в среднем не превышающее значение 2,19), наличие резких колебаний в соотношениях кремния и алюминия. В этой группе наиболее часто встречаются разновидности с повышенным содержанием кремнезема, что, по нашему мнению, обусловлено различием в первичных фациальных условиях месторождения.

Хлориты метаморфизованных месторождений отличаются большей однородностью, мономинеральностью, структурной стабильностью (политип P^b), более высоким содержанием железа и алюминия. Изложенные данные позволяют прийти к выводу, что кристаллохимические особенности хлоритов находятся в зависимости от степени воздействия на месторождения процессов динамотермального метаморфизма.

4.6.2. Серицитовые минералы

Серициты в околорудных породах изученных месторождений представлены в основном слюдой мусковитового типа.

В гидротермально-метасоматических породах во внутренних зонах корневых частей месторождений Лениногорского рудного поля, развитых главным образом по риолитам, отмечен только мусковит политипа $2M_1$. Он образует обычно относительно крупночешуйчатые агрегаты.

Состав светлых слюд гидротермально-осадочных образований, описываемых обычно как серицит, значительно более разнообразен. Помимо собственно серицита, в них присутствуют фенгиты, гидрослюды и другие формы. В целом от мусковитов метасоматических пород они отличаются тонковолокнистым, тонкочешуйчатым строением, более высоким содержанием кремнезема, воды, пониженным глинозема и калия. Наиболее характерной особенностью их являются высокие содержания MgO . Недостаток калия и повышенные содержания магния в серицитах гидротермально-осадочного происхождения могут быть объяснены тем, что они образуются на стадии диагенеза путем перекристаллизации первичного осадка, в состав которого входил каолинит, либо монтмориллонит, при поступлении K_2O из морской воды. Надо отметить, что и в мусковитах метасоматического генезиса содержание MoO также несколько выше обычного. При неизменности в общем виде структуры мусковита $2M_1$ в этих образованиях наблю-

даются отличия и в ИК-спектрах, и на дифрактограммах. Они проявляются в изменении соотношения интенсивности и полуширины рефлексов 00ℓ, понижении интенсивности полос поглощения 720 и 750 см⁻¹ и появлении нового максимума поглощения 3400 см⁻¹. В результате этого оказалось возможным выделить три подгруппы образцов. В одну вошли серициты с резким уменьшением интенсивности /003/, что наиболее широко развитые разновидности среди тех, что обладают отчетливыми признаками гидротермально-осадочных образований. Вторую группу составляют разновидности, присутствующие среди туфов, залегающих непосредственно в основании гидротермально-осадочных пород и возникших, по-видимому, в результате разложения вулканического стекла под действием морской воды и гидротермальных растворов. Для них характерны асимметрия /003/, /002/, интенсивность /004/, /002/. Наконец, третья группа слюдястых минералов, присутствующих как среди гидротермально-осадочных образований, так, возможно, и в туфах, подстилающих рудные тела, характеризуется максимальной интенсивностью на дифрактограммах /003/ и на ИК-спектрах поглощением в области 3400 см⁻¹.

Выявленные структурные особенности минералов серицитовой группы и их разнообразие, вероятно, являются следствием характерного для диагенеза неустойчивого режима, резкой смены условий минералообразования, что приводит к возникновению тонковолокнистой смеси разных по структурным параметрам минералов.

Более наглядно это подтверждается результатами рентгенографического изучения хлоритолитов. Установлено, что в этих породах хлоритовые минералы часто присутствуют в смеси со слюдястыми минералами мусковитового типа. Среди них часто встречаются небольшие количества каолинита, гидрослюд, являющихся вероятнее всего реликтами того первичного осадка, который был перекристаллизован при диагенетических преобразованиях. Сами хлориты также разнообразны: среди них преобладают магниальные разновидности, встречаются магниально-железистые, присутствуют предположительно септехлоритовые разновидности.

Зависимость кристаллохимических свойств слюдястых минералов от термодинамических параметров обстановки их образования рассматривается обычно в плане характеристики процессов метаморфизма. Кристаллохимия слюдястых минералов стадии диагенеза изучена значительно схематичнее.

Околорудные породы преобразованных месторождений специально не изучались. Однако единичные определения, выполненные для околорудных пород Тиминского и Березовского месторождений, которые подверглись интенсивному динамометаморфизму, обнаружили интерес-

ную закономерность. Светлые слюды в них оказались представленными преимущественно серицитами модификации IM, а наряду с хлоритами нередко присутствует тальк. Показательным является и то, что во вмещающих породах на значительном удалении от рудных тел этих месторождений также преобладает модификация IM, что хорошо иллюстрирует известное положение о соответствии степени метаморфизма месторождений и вмещающих их пород.

Таким образом, изучение слюдистых образований околорудных пород различных месторождений методами рентгенографии и ИК-спектроскопии показало, что кристаллохимические особенности их заметно различаются в зависимости от генезиса и степени преобразования месторождений.

4.7. Электронномикроскопическое изучение хлоритолитов и серицитолитов

В околорудных породах гидротермально-осадочного генезиса слюдистые минералы - хлорит и серицит представлены тонкочешуйчатыми агрегатами. Поэтому для их изучения использован электронномикроскопический метод. Наиболее типичные образцы гидротермально-осадочных хлоритолитов и серицитолитов в разной степени преобразованных, а также для сравнения породы другого генезиса были изучены в лаборатории кафедры петрографии на приборе *CamScan*. Он представляет собой комбинацию сканирующего электронного микроскопа и рентгеновского микроанализатора. Это дает возможность видеть на экране и фотографировать изображения поверхностей при сильном увеличении и с большой глубиной резкости. Одновременно можно производить локальный качественный анализ состава минералов. Изучение образцов производится без предварительной обработки (кроме напыления тонкого слоя золота), таким образом фиксируется ненарушенное строение. Возможность качественного анализа была использована в ряде случаев для диагностики хлоритов и серицитов - по содержанию Mg и K.

В результате выполненных исследований получено большое количество снимков. Визуальные наблюдения и снимки убеждают в высокой информативности использованной методики. Околорудные породы алтайских месторождений, как впрочем и других объектов, ранее подобными методами не изучались.

Предварительный анализ полученных данных позволяет сделать некоторые заключения. Субмикроскопические особенности гидротермально-осадочных пород весьма своеобразны. В тех случаях, когда породы не подверглись сколько-нибудь существенным преобразованиям, они характеризуются развитием волокнистых текстур, причем в

отдельных участках в них иногда наблюдается слабая упорядоченность, ориентированность. Структуры хлоритовых масс подобных пород обычно относятся к разряду чешуйчатых и розетковидных. При этом чешуйки размером 3–5 мкм ориентированы беспорядочно. Нередко они изогнуты, как правило, образуя стенки изометричных округлых пор, диаметр которых составляет обычно 5–10 мкм. Эти поры многочисленны и являются одной из типоморфных структурных особенностей пород данной группы. Надо отметить, что такие же черты свойственны в основном и серицитолитам.

Несколько хуже выражены, но также повсеместно присутствуют своеобразные комковидные, шарообразные обособления как бы слеplенные из изогнутых листочков (иногда они напоминают капустные кочаны). Размер этих обособлений также около 5–10 мкм. Возможно, что это зародыши оолитов (рис. 22).

Интересно отметить, что точно такие же черты субмикроскопического строения свойственны и ядерным частям оолитов и оолитов и матрице оолитовых пород (рис. 23, 24).

Существенно иной облик и иное строение имеют серицитовые оболочки оолитов со сфалеритовым ядром (см. рис. 15). Такие оболочки, окружающие как скорлупа зерна сфалерита, имеют крупнокристаллическое строение. При этом агрегаты пластинчатых пакетов ориентированы так, что плоскости спайности ориентированы в радиальном направлении, а ширина кристаллов равна ширине каймы.

Процессы преобразования хлоритолитов приводят к возникновению упорядоченных параллельно ориентированных тектур; чешуйчатые структуры заменяются пластинчатыми агрегатами, появлением крупных пакетов и кристаллов (рис. 25). Наряду с примесью других минералов в хлоритолитах появляется тальк.

Совершенно необычно выглядят хлориты из межшарового выполнения базальтов. Им свойственны необычные сглаженные, волнистые, натековидные, струйчато-пластинчатые формы поверхностей. Однако наблюдений этой группы хлоритов пока недостаточно для каких-либо обобщений.

Как было отмечено, серицитолиты слабо преобразованных месторождений почти не отличаются по микроструктурам от хлоритолитов (рис. 26, 27, а). Может быть, только им более свойственны изогнутые формы чешуек, в большей степени развиты розетковидные структуры. Надо заметить, что субмикроскопические структуры обломков и обрывков серицитолитов и хлоритолитов в оползневых брекчиях совершенно аналогичны массивным разностям этих пород. Это обстоятельство добавляет еще один довод в систему доказательств подводно-



Рис. 22. Хлоритолит. Розетковидная изогнуто-листоватая структура с комковидными обособлениями (зародышей солитов)

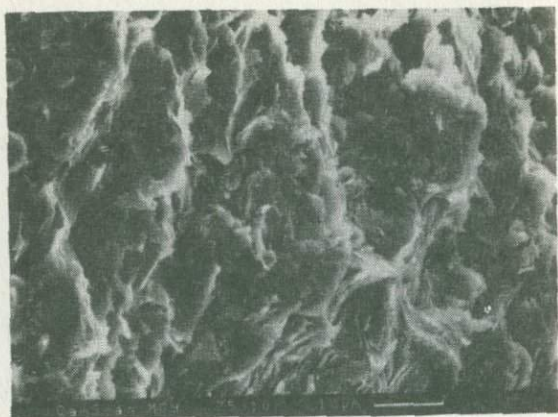


а

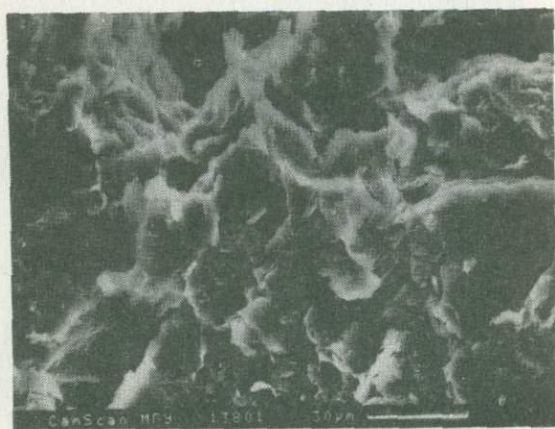


б

Рис. 23. Хлоритолиты. а - Розетковидная, изогнуто-листоватая структура, обильные крупные поры, равномерно-однородная текстура. б - Ячеистая масса с многочисленными порами, хлорит из ядра осолита



а



б

Рис. 24. Хлоритолиты. а - Хлоритовая матрица с ячеистой микро-
структурой, относительно упорядоченной текстурой.
б - Тальк в ядре оолита

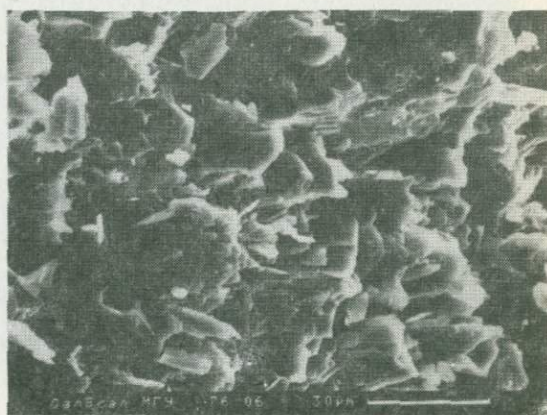
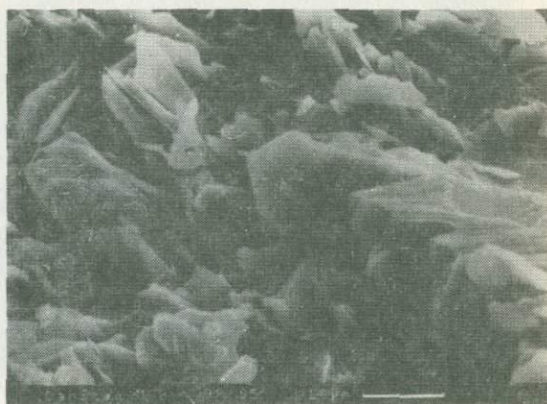
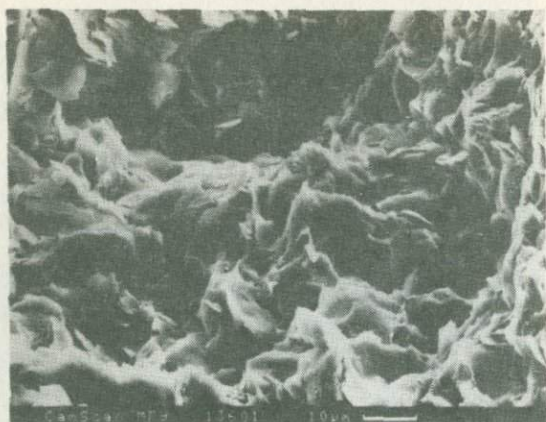


Рис. 25. Хлоритолиты преобразованных месторождений. Кристаллические формы крупных, параллельно ориентированных пакетов перекристаллизованного хлорита



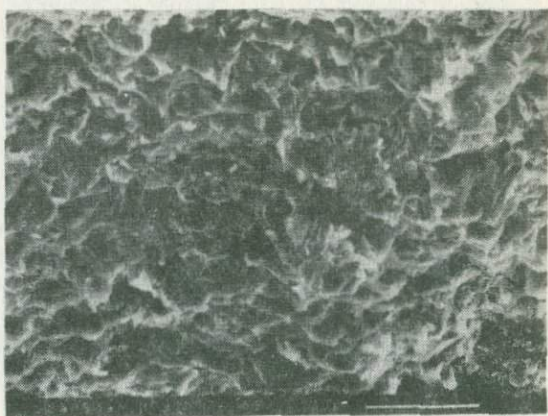
а



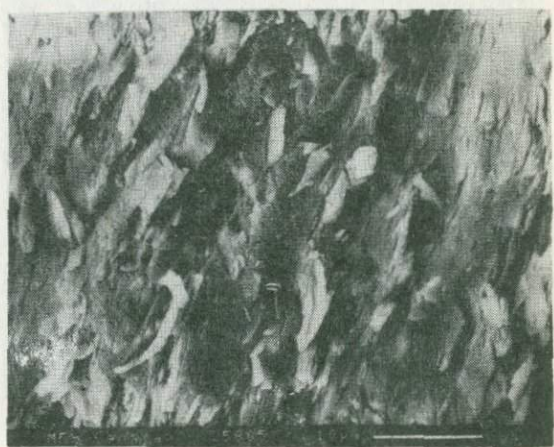
б

Рис. 26. Серицитолиты.

а - матрица ослитового серицитолита; чешуйчатая, изогнуто-листоватая структура, слабоупорядоченная текстура; б - розетковидная, изогнуто-листоватая форма чешуй



а



б

Рис. 27. Серицитолиты.
а - чешуйчато-листоватая масса; б - ламинарно-
подобная микроструктура

сползневой природы указанных пород.

Динамометаморфические преобразования серицитолитов на субмикроскопическом уровне выражаются в развитии параллельно-пластинчатых, сланцеватых структур, резком укрупнении кристаллических обособлений, уменьшении пористости (рис. 27, б, 28).

К сожалению, пока не удалось с достаточной полнотой изучить особенности серицитов метасоматического генезиса. Однако имеющиеся наблюдения позволяют предполагать весьма существенные отличия этой группы минеральных образований от гидротермально-осадочных серицитолитов. Как правило, метасоматические серициты представлены пластинчатыми выделениями, иногда с характерной шестоватой или занозистой поверхностью. Серицит, развитый по стеклу фьяммевидных обломков игнимбритов, характеризуется волокнисто-петельчатой или сетчато-волокнистой текстурой.

И, наконец, совершенно отличный характер поверхностей свойственен метаморфическим кварцево-серицитовым сланцам. Здесь наблюдаются резко выраженные сланцеватые плоско-параллельные текстуры, пластинчатый облик выделений серицита, своеобразная анизотропная форма зерен кварца, расположение которых также подчеркивает сланцеватую текстуру.

Надо отметить, что приведенная здесь краткая характеристика субмикроскопических текстур и структур пород, сложенных в основном слюдястыми минералами, далеко не отражает всю информацию, которую можно получить, используя локальные электронномикроскопические методы. Целью предпринятых предварительных, в известной степени пробных, исследований являлось выяснение возможностей данной методики. Приведенный материал дает возможность утверждать, что перспективы электронномикроскопического изучения околорудных пород весьма обнадеживающие и проведение более разносторонних и углубленных исследований несомненно будет способствовать получению важного дополнительного материала для выяснения генезиса этих пород.

5. ГЕНЕЗИС ОКОЛОРУДНЫХ ПОРОД

Приведенные материалы в основном характеризуют широко распространенные на рудноалтайских месторождениях породы гидротермально-осадочного генезиса. Как выясняется в настоящее время, именно они составляют основную массу околорудных образований.

В качестве основных доводов в пользу гидротермально-осадочного образования этих пород были отмечены следующие обстоятельства.

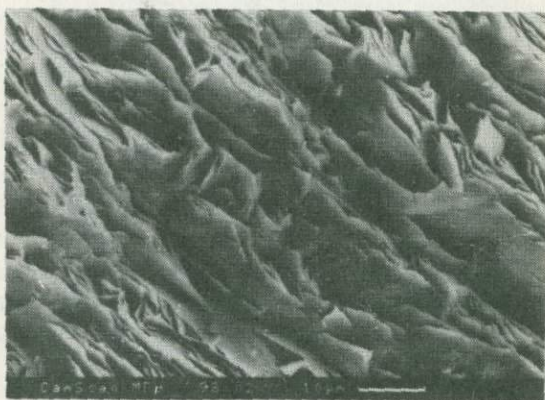


Рис. 28. Серицитолиты преобразованных месторождений.
Крунолистоватая однородная масса, треугольные
и щелевидные поры

1. Комплекс подстилающих рудные тела пород обнаруживает признаки отчетливо выраженной вертикальной и латеральной зональности. В месторождениях "бескорневого" типа проявлена главным образом вертикальная зональность. Она выражена в смене снизу вверх микрокварцитов кварцево-серицитовыми породами, хлоритолитами, доломитолитами. Аналогичная вертикальная зональность наблюдается и на месторождениях с рудоподводящими системами, но здесь, кроме того, отмечаются признаки латеральной зональности. На примере Тишинского месторождения было показано, что основная масса кварцитов тяготеет к местам выхода на дно рудолокализирующей депрессии подводящих каналов. Выше по разрезу и на большем удалении от них располагаются пластообразные залежи хлоритолитов, сменяемые по простиранию доломитолитами и известковистыми алевролитами. Существенно серицитовые породы располагаются в верхней части разреза, нередко перекрывая рудные тела.

Характерно, что перемещенные залежи, как правило, не сопровождаются подстилающими околорудными образованиями, а в обломочном материале самих руд присутствуют обломки и обломковидные обособления этих пород.

Таким образом, подстилающий рудный тела комплекс пород имеет на всех месторождениях однотипное зональное строение и рудные тела занимают строго определенную позицию в этом разрезе, обнаруживая фациальную приуроченность к хлорито-серицитовой составляющей комплекса. При этом полиметаллические руды в отличие от колчеданных всегда сопровождаются породами с относительно повышенным количеством слюдяного материала, а сами породы характеризуются резко повышенными содержаниями магния, что выражается в широком развитии в них магниезальных хлоритов, доломита, а в преобразованных месторождениях — талька.

2. Кварциты и микрокварциты, которые составляют обычно преобладающую часть в комплексе околорудных пород, обладают многочисленными признаками седиментационного происхождения. В них постоянно присутствует примесь терригенного материала, им свойственны слоистые и ритмично-слоистые текстуры, текстуры оползания, следы размыва. Кварциты на флангах рудоносных зон постепенно, без каких-либо признаков замещения сменяются по простиранию кремнистыми и известково-кремнистыми алевролитами. Нередко они образуют тонкие пласты и прослой среди терригенных вмещающих пород. Часто в перекрывающих осадочных пачках встречаются обломки кварцитов. В связи с этим многие исследователи относят кварциты к гидротермально-осадочным образованиям.

3. Серицитолиты и хлоритолиты в виде пластообразных и линзовидных тел залегают на пачках кварцитов, а также в виде изолированных линзовидных прослоев на верхних горизонтах месторождений. На фланговых частях рудоносных зон наиболее отчетливо проявлены признаки слоистого залегания слюдястых пород. Нередко в этих прослоях фиксируются конвективные деформации нелитифицированного осадка. Именно в этих пачках, непосредственно вмещающих руду, частично перекрывающих рудные залежи, чаще всего встречаются обломки кварцитов и рудокласты. В этих породах, как и в микрокварцитах, примесь терригенного и углистого материала часто является индикатором элементов микроритмичности, а также позволяет установить следы синседиментационных деформаций.

4. Показательными для этой группы образований являются оолитовые породы. Хлорито-доломитовые или хлорито-кальцитовые оолиты обладают всеми признаками раннедиагенетического образования в неуплотненном осадке. В этой группе пород встречаются также образования с ооидной текстурой. Хлоритовые ооиды тоже возникают в стадию раннего диагенеза, а возможно представляют собой ступки периода коагуляции осадка.

Гидротермально-осадочные околорудные породы сопровождают колчеданные и колчеданно-полиметаллические руды в различных палеовулканических провинциях. На месторождениях Куроко некоторые разновидности кремнистых пород в виде обильных стяжений, а также в виде рыхлой массы, цементирующей вместе с глинистым материалом сульфидные частицы, характеризуются признаками генетической общности их с рудами.

Причем некоторая часть кремнистых образований сохраняет скелетные формы микроорганизмов, что свидетельствует об их биогенной природе. В архейских месторождениях зеленосланцевого пояса Абитиби, приуроченных к риолитовым куполам, руды гидротермально-осадочного типа сопровождаются хемогенными осадками. При этом предполагается, что морские воды, вовлеченные в гидротермальный процесс, изменяли подстилающие вулканогенные породы, выщелачивали из них породообразующие компоненты и отлагали известковистые и кремнистые соединения. В локальных депрессиях, заполненных росолами, совместно с сульфидами и окислами осадочным способом формировались тальк, карбонаты и марганцевые серпентиниты и амфиболиты. Надо заметить, что перечисленные минералы являются продуктами последующих преобразований осадка, а не осаждаются непосредственно из растворов.

Вулканогенно-осадочные гидротермальные образования, сопут-

ствующие колчеданным рудам, описаны в месторождениях Испании, Кипра и Высоких Пиреней (Франция). В тесном парагенезисе с рудными телами отлагаются значительные массы кремнезема, хлорита и серицита. Указывается, что выделение и картирование эксгальционных осадочных отложений позволяет оконтуривать поля развития палеогидротермальных систем, оценить их масштабы и возможную рудоносность.

Одним из важнейших открытий последних лет явилось открытие современных рудообразующих гидротермальных систем в Красном море, Галапагосском рифте, хр. Хуан-де-Фука и др. Эти открытия позволили также убедиться в том, что процесс образования сульфидных залежей сопровождается формированием большого количества гидротермальных глин. В местах выхода на морское дно минерализованных растворов помимо сульфидных образуются нонтронитовые залежи. В их составе отмечается примесь аморфных окислов железа и кремнезема. С нонтронитовыми залежами ассоциируют также аутигенный железистый монтмориллонит, смектит, аморфный кремнезем. Как показывают непосредственные измерения температуры, а также данные анализа изотопов кислорода, глинистые породы образуются при низких температурах (30-50° С) в результате охлаждения и окисления горячих (350-380° С) минерализованных растворов, изливающихся на морское дно. Надо заметить, что помимо хемогенной садки из гидротермальных растворов, околорудные породы кремнисто-слюдистого состава в ряде случаев могут формироваться в результате действия совершенно иного механизма. Имеются в виду процессы подводного изменения вулканогенных пород при взаимодействии их с морской водой. Вулканическое стекло в морской среде преобразуется в смешаннослойный иллит-монтмориллонит в период, предшествующий раннему диагенетическому образованию карбонатных конкреций. При изменении базальтового материала сначала образуется рентгеноаморфная фаза, которая позже кристаллизуется в смектит. В результате замещения первичного вулканического стекла обломочных пород риолитового состава под влиянием низкотемпературных растворов образуется морденит.

Некоторые исследователи рассматривают хлоритовые, железистоокисные и марганцево-железистоокисные осадки, пространственно ассоциирующие с залежами колчеданных руд, как продукты палагонитизации стекловатых базальтов в субмаринных условиях (Злотник-Хоткевич, 1984).

Однако, хлоритолиты, развитие на колчеданно-полиметаллических месторождениях Рудного Алтая, не являются продуктами этого процесса, что подтверждается следующими соображениями. I. Как правило, вблизи хлоритолитов нет базальтов; хлоритолиты обычно залегают на

кварцитах, в ряде случаев перекрывают руды. 2. С точки зрения палеогенезиса нет удовлетворительного объяснения приуроченности к хлоритолитам рудных залежей. 3. Химический состав хлоритолитов, в частности повышенная магнезиальность противоречат связи их с базальтовым стеклом; как отмечено выше, хлориты несомненно замещающие базальтовое стекло резко отличаются по составу от гидротермально-осадочных. 4. Наконец, хлоритолитам свойственны специфические диагенетические текстуры, примесь терригенного материала и другие особенности, детально рассмотренные в предшествующих разделах.

По-видимому, в локальных депрессиях, куда попадают изливающиеся на дно гидротермальные растворы, действительно создаются условия для изменения вулканических пород, особенно обломочных. Вероятно, в некоторых случаях среди комплекса околорудных пород присутствуют породы, образованные по указанному механизму. Однако, как показывают наши наблюдения, преобладающая масса этих образований возникла в результате выпадения осадка из растворов.

Для приближенной оценки физико-химических условий образования гидротермально-осадочных пород были проведены некоторые термодинамические расчеты равновесных соотношений в системе $H_2O-Al-Si-Mg-Fe$ (Авдонин, 1982). Расчетные параметры, при которых происходит осаждение компонентов, вынесенных гидротермальными растворами, вполне удовлетворительно согласуются с экспериментальными данными и наблюдениями в районах современных гидротермальных систем. Оказалось возможным проанализировать важнейшие особенности и причины зональности гидротермально-осадочных пород.

В первую очередь получает объяснение латеральная зональность. Смена кварцитов серицитолитами, хлоритолитами, доломитолитами по мере удаления от выводного канала может быть объяснена постепенной нейтрализацией растворов морской водой и последовательным осаждением SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO . Элементы подобной зональности наблюдаются и при осаждении компонентов из современных вулканических вод. Таким образом, режим изменения pH растворов, обусловленный степенью смешения их с морской водой является, вероятно, одним из ведущих факторов гидротермально-осадочного седиментогенеза, определяющих формирование латеральной зональности околорудных пород.

Совершенно иными причинами обусловлена вертикальная зональность. Общая схема ее определяется последовательной сменой залегающих в основании микрокварцитов кварцево-серицитовыми породами, затем хлоритолитами (иногда вместе с доломитом) и серицитолитами. Поскольку указанные разности пород характеризуются последователь-

ным напластованием, образование их объясняется не изменением условий и обстановки осаднения компонентов, а закономерной эволюцией состава гидротермальных растворов. Действительно, если бы гидротермальные растворы с самых начальных этапов были обогащены не только кремнекислотой, но и глиноземом, магнием и железом, то последовательное во времени избирательное осаднение каждого из этих компонентов представляется нереальным. Наоборот, садка геля кремнезема способствует осаднению глинозема, титана, марганца и других компонентов даже при таких значениях температуры и pH, при которых они должны еще находиться в растворе. Таким образом, микрокварциты, залегающие в основании разреза околорудных пород и характеризующиеся незначительным или малым содержанием слюдястых минералов, могли образоваться только из растворов, почти не содержащих растворенного глинозема. То же относится и к рудным компонентам. Высокая сорбционная способность гелеобразных масс кремнезема и глинозема обуславливает соосаждение рудных компонентов, даже если содержание их в исходном растворе незначительно. Поэтому отсутствие или малое количество рудных минералов в гидротермально-осадочных породах лежащего бока может рассматриваться как прямое доказательство отсутствия рудных компонентов в растворах раннего этапа.

Эти положения в известной степени объясняют некоторые общие особенности гидротермального процесса, предшествующего рудообразованию. Обращает на себя внимание, что комплекс гидротермально-осадочных околорудных пород, включающий резко преобладающие кварциты и кварцево-слюдястые породы с различным соотношением фаз, развит на месторождениях всех типов и практически не зависит от количественных соотношений основных рудообразующих компонентов. Интересно отметить, что кремнистые образования нередко подстилают железо-марганцевые месторождения вулканогенно-осадочного генезиса. Это приводит к выводу, что предрудный процесс на большинстве месторождений развивался по единому плану. С другой стороны, известно, что состав руд месторождений находится в зависимости от петрохимических особенностей рудоносных вулканогенных комплексов. Следовательно рудообразующие компоненты растворов генерированы вулканическими очагами. И следовало бы ожидать, что разные по составу очаги накладывают отпечаток на весь гидротермальный процесс. Однако оказывается, что ранние этапы процесса достаточно автономны. Это наводит на мысль, что растворы ранних этапов имеют не квинильную природу. И лишь вслед за этими ранними растворами, почти повсеместно одинаковыми, поверхности достигают растворы, генериро-

ванные очагом, которые и определяют состав руд месторождения, и частично состав и облик самых поздних околорудных пород, непосредственно контактирующих с рудными телами в висячем и лежащем боку.

Минеральные парагенезисы околорудных пород вполне удовлетворительно объясняются серией последовательных превращений первичного осадка под воздействием температуры, давления и других факторов, действующих на стадии диагенеза и метаморфизма.

Таким образом, преобразование осадившегося из гидротермальных растворов материала так же как и руд и вмещающих пород, было многостадийным и обусловлено различными факторами.

Достаточно отчетливо в околорудных породах многих месторождений проявлены следы диагенетических преобразований. В процессе диагенеза первичный осадок, сохраняющий в значительной степени гелеобразное состояние, практически полностью раскристаллизовывается. В эту стадию продолжают реакции преобразования гелеобразного осадка в кремнисто-глинистую массу, состоящую из минералов кремнезема, монтмориллонита, смешаннослойных образований, хлорита и др.

В раннем диагенезе осадившиеся коллоиды кремнезема, глинозема, гидроксиды железа адсорбируют из иловых вод щелочные и щелочноземельные металлы и другие компоненты. Условия среды преимущественно щелочные и восстановительные. Наряду с реакциями, приводящими к формированию смешаннослойных глинистых минералов, активно идут процессы образования сульфидов.

На последующих этапах диагенеза, когда осадок перекрывается более молодыми отложениями, происходит старение гелей и уменьшение их влажности, — завершаются процессы образования глинистых минералов.

Для диагенеза характерна неоднородность и пестрота физико-химических условий в осадке, что приводит к диффузионному перераспределению вещества. В результате такого перераспределения образуются, в частности, оолиты, диагенетическая природа которых устанавливается достаточно уверенно на основании взаимоотношений их с элементами слоистости.

Показателем степени постседиментационных преобразований может служить эволюция кристаллохимических типов глинистых и слюдяных минералов (от смешаннослойных фаз до мусковита) и их относительно количества, что обычно является функцией увеличения давления и незначительного повышения температуры (Коссовская, Дриц, 1970). Основная масса хлоритов, как было отмечено, образуется на стадии диагенеза. Можно выделить два резко различных типа обстановок

диагенеза: 1) на месторождениях "бескорневых", формирующихся в локальных депрессиях на некотором удалении от подводящих каналов; 2) на месторождениях с рудоподводящими системами, где гидротермальные растворы проникают сквозь ранее отложившиеся осадки, постоянно взаимодействуя с ними (Авдонин, 1980).

Таким образом, постседиментационные преобразования осадков в районах формирования вулканогенных месторождений происходят в сложной обстановке, характеризующейся проявлением метаморфизующих факторов на различных стадиях литогенеза, что весьма затрудняет их выделение. Наиболее отчетливо на месторождениях, не претерпевших существенных метаморфических преобразований, фиксируется проявление стадии диагенеза. Для околорудных пород указанных месторождений типоморфной является ассоциация серицит-хлорит-доломит-кварц с реликтами каолинита, смешаннослойных фаз, гидрослюд и текстурно-структурными формами диагенетического генезиса. Наиболее наглядно эти признаки проявлены на Риддер-Сокольном, Орловском, Рубцовском, Ново-Золотушинском, Николаевском месторождениях. Присутствие монтмориллонит-гидрослюдистых образований фиксируется в неметаморфизованных месторождениях Урала и других регионов ("Вулканогенные...", 1978; Юрин, 1975).

Изложенные данные позволяют сделать следующие выводы.

1. Гидротермально-осадочный седиментогенез и последующее преобразование осадков в процессе диагенеза и метаморфизма определяют все разнообразие околорудных пород, сопровождающих руды гидротермально-осадочного генезиса алтайских колчеданно-полиметаллических месторождений.

2. Ведущим фактором формирования латеральной зональности околорудных пород является обстановка седиментогенеза и в частности режим изменения pH растворов, обусловленный степенью смешения их с морской водой. Причиной вертикальной зональности является эволюция состава гидротермальных растворов.

6. КРАТКИЙ ОЧЕРК СОВРЕМЕННЫХ ПОДВОДНЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ

Интенсивные систематические исследования подводной гидротермальной деятельности, ведущиеся с начала 60-х годов позволили дать принципиально новую оценку масштабам проявления гидротермальных процессов и их роли в формировании рудных скоплений на дне океана. Кроме того постоянно поступающие новые данные способствуют решению фундаментальных проблем вулканогенного рудообразования

и в особенности выявлению закономерностей размещения, локализации колчеданных месторождений, изучению обстановок и условий формирования рудных скоплений на поверхности морского дна.

В настоящее время в Мировом океане гидротермально-осадочные рудопроявления известны на 70 участках и в кернах 80 скважин океанского бурения (Геология..., 1990). Они представлены различными формами и видами.

По температуре исходного флюида, морфологии гидротермальных построек, минеральному и химическому составу руд А.П.Лисицын с соавторами (1992) выделяют следующие типы гидротермальных образований на дне.

I. Концентрированная (массивная) форма скоплений.

I. Высокотемпературные (более 300° С): а) сульфидные и иные образования в толще океанской коры (штокверки, вкрапленности, жилы и др.); б) массивные сульфидные постройки на дне.

2. Среднетемпературные (50-300° С): а) постройки (холмы) из нонтронита; б) кремнистые и железо-кремнистые постройки; в) железистые и железо-марганцевые образования; г) марганцевые постройки, натеки, корки, пленки.

II. Рассеянная форма скоплений (рыхлые осадки).

I. Рудоносные (более 30% железа) и металлоносные (10-30% железа) сульфидные осадки (в восстановительной среде рассолов Красного моря).

2. Металлоносные (редко рудоносные) осадки оксидные (более 10% железа) (Лисицын, Богданов, Гурвич, 1992).

В связи с проблемами колчеданного рудообразования наибольший интерес представляют массивные сульфидные постройки и металлоносные осадки.

6.I. Массивные сульфидные постройки на дне

В местах излияния гидротермальных растворов на морском дне формируются характерные гидротермальные башни, сложенные преимущественно сульфидами. На многих постройках наблюдаются необычные биологические сообщества. Биогенные и абиогенные структуры весьма разнообразны по форме (рис. 29).

Нередко рудные постройки достигают высоты 70 м и представляют собой конусовидные холмы, увенчанные сверху трубами "черных и белых курильщиков", а чаще - скопления таких холмов, иногда состоящие из десятков построек весом в несколько миллионов тонн каждая. Диаметр основания достигает нескольких сотен метров (Лисицын и др., 1992).

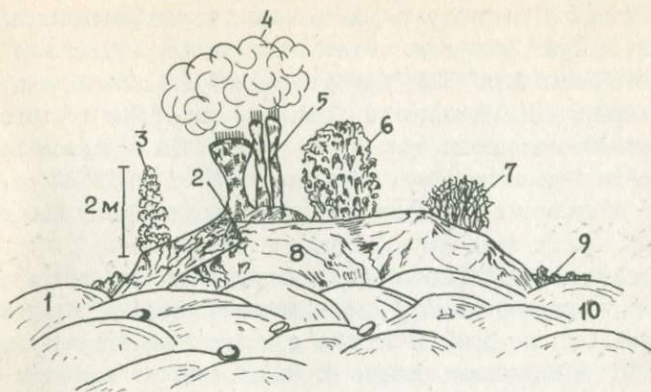


Рис. 29. Типы гидротермальных образований в Восточно-Тихоокеанском поднятии (Мейнард, 1985).

1 - поверхность базальтов, гидроксиды железа и марганца; 2 - скопления выпадающих минералов: сфалерит, пирротин, пирит, халькопирит, вуртцит, сера; 3 - источник, прекративший деятельность: внутренняя часть - серицит, сера, пирит, халькопирит, вуртцит, марказит, галенит, борнит, кубанит, халькозин; внешняя часть - аморфный кремнезем, барит, гётит, ярозит, натроярозит, корунд (?); 4 - черный дым: пирротин, пирит, сфалерит; 5 - трубка, извергающая черный дым: внешняя часть - ангидрит, гидросульфаты и гидраты оксида магния, гипс, сфалерит, пирит, пирротин, вуртцит, ковеллин; внутренняя часть: халькопирит, кубанит, борнит; 6 - трубка, извергающая белый дым - червеобразные трубки в сульфидной основной массе: аморфный кремнезем, сера, пирит, барит, сфалерит, вуртцит, марказит, корунд (?); 7 - трубка "снежный ком", извергающая белый дым: внутренняя часть червеобразных трубок - ангидрит, пирит; 8 - холмообразное основание: сфалерит, вуртцит, пирит, халькопирит, марказит, аморфный кремнезем, барит, сера, гётит, ярозит, кубанит, тальк, корунд (?); 9 - продукты разрушения постройки: сфалерит, пирит, халькопирит, вуртцит, тальк, сера, дигенит, пирит, марказит, гипс, гидроксиды железа; 10 - подушечные базальты

Некоторые особенности современного сульфидного рудообразования в океане можно рассмотреть на примере гидротермальных проявлений Восточно-Тихоокеанского поднятия. В январе 1991 г. во время рейса НИС "Геленджик" НПО "Южморгеология" Р.А.Казанцевым, В.В.Кругляковым, И.Н.Пономаревой, В.М.Юбко выполнены геолого-геохимические исследования сульфидных проявлений в осевом грабене Восточно-Тихоокеанского поднятия между 12°45' и 13°02' с.ш. Ниже кратко излагаются основные результаты проведенных наблюдений¹.

Все проявления сульфидных руд как опробованные, так и зафиксированные с помощью подводной телевизионной системы, приурочены к осевому грабену, который отчетливо прослеживается вдоль гребневой части ВТП. В изученном районе осевой грабен не является единой структурой: здесь наблюдается кулисообразное сочленение двух его ветвей. Южная ветвь (южный грабен) прослеживается до широты 12°53' с.ш. и далее к северу вырождается в серию субпараллельных трещин. Северная ветвь (северный грабен) смещена относительно южной приблизительно на 1 км к западу и прослеживается с севера до широты 12°53,5', также вырождаясь к югу в серию трещин. Зона кулисообразного сочленения представляет собой локальную впадину, в северной части которой отмечена максимальная для гребневой части ВТП глубина 2700 м. Крутые, местами отвесные борта грабенов сложены базальтами и нередко рассечены продольными трещинами растяжения (гьярами) и сбросами. В днищах развиты лавовые покровы и подушечные лавы базальтов, среди которых отмечаются кластолавы, базальтовые трубы и др. Тектоническая сегментация ВТП, выражением которой является кулисообразное сочленение двух ветвей осевого грабена, связана с распределением внутрикоровых магматических очагов (Миронов, 1990; Черкасов, Миронов, 1989; Hekinian et al, 1989). Установлена гетерогенность базальтовых пород в двух сегментах грабена, выраженная в их петрохимической неоднородности. Так, базальты южного грабена характеризуются повышенной магнезиальностью, глиноземистостью, они содержат меньше железа и немного меньше щелочей. В базальтах южного грабена содержится основной плагиоклаз и более магнезиальный оливин, чем в породах северного грабена.

По данным спектрального анализа базальтам свойственны в общем одинаковые содержания большинства элементов на кларковом уровне; и только содержания никеля и хрома в породах южного грабена

¹ В обработке материалов приняли участие сотрудники ВИМСа (Р.В.Голева, В.Т.Дубинчук, В.В.Сергеева) и МГУ (В.В.Авдонин).

(соответственно $1,5 \cdot 10^{-2}$ и $2,6 \cdot 10^{-2}$ %) почти в два раза выше, чем в породах северного грабена ($0,7 \cdot 10^{-2}$ и $1,5 \cdot 10^{-2}$ %). По некоторым характеристикам, в частности, по отношению $Mg/(Mg+Fe)$ и содержанию форстерита в оливине, базальты южного грабена соответствуют группе В, а северного – группе С, по классификации Р.Хекиниана (Hekinian et al, 1989). Указанные вариации в составе базальтов, вероятно, следует рассматривать как отражение тектонической сегментации рифтовой зоны.

Структурная позиция изученных сульфидных проявлений определяется локализацией их в двух разобщенных кулисообразно сочленяющихся грабенах; таким образом их можно рассматривать как самостоятельные рудопроявления.

В пределах осевых грабенов оруденение концентрируется в наиболее напряженных участках с интенсивным развитием крупных трещин, уступов, локальных валов, впадин в донной части грабена.

Постройки курильщиков не единственная и, вероятно, не основная форма проявления оруденения. Массивные сульфиды развиты возможно чаще конических трубчатых построек, но труднее диагностируются. При этом и те и другие формы проявления руд находятся в одних и тех же местах. Сульфидные руды подняты со станций 2 и 6 в южном грабене и со станций 15, 17, 23 в северном грабене.

Активные курильщики рейсом НИС "Геленджик" в районе не обнаружены, хотя, по свидетельству Р.Хекиниана, из 80 индивидуальных сульфидных проявлений, выявленных в районе $I3^0$ с.ш., в 24 рудообразование продолжается и в настоящее время (Hekinian et al, 1983). Неактивные курильщики – конические постройки из рудного материала неоднократно фиксировались с помощью телевизионной установки. Один небольшой курильщик, приуроченный к осевой части грабена, опробован на станции 6. Постройка имела конусовидную форму и высоту около 1,5 м. Обилие конических форм отмечается на сонограммах в виде узких клиновидных теней. Анализ их размеров показывает, что многие курильщики имеют высоту более 10 м. Другой тип рудопроявлений – массивные сульфиды, образуют на дне неровные поверхности. Причины образования таких скоплений не ясны. Возможно, они являются продуктом разрушения трубок курильщиков. Не исключено также, что это массы, заполняющие гьяры и образовавшиеся из гидротермальных растворов, поступавших по зияющим трещинам.

Кроме этого, были встречены глыбовые развалы руд. Они, очевидно, формируются за счет разрушения как трубок курильщиков, так и массивных образований.

Минеральный состав и зональность сульфидных построек. Минералого-геохимические исследования полученного материала, проведенные с использованием современных методов локального микроанализа, электронной микроскопии, рентгенофазового анализа и других, позволили выявить в общей сложности 47 минералов в составе сульфидных построек. Основными рудообразующими минералами являются пирит, марказит, халькопирит, сфалерит, вурцит, а также оксид кремния; остальные минералы относятся к числу второстепенных и редких.

Общей особенностью опробованных сульфидных проявлений является наличие трубчатых каналов в рудной массе, которые обусловлены присутствием полихет и вестиментифер, в различной степени замещенных сульфидами и нерудными минералами. Остатки червей — характерная особенность всех изученных сульфидных проявлений. Эти организмы в изобилии присутствовали на всех постройках. По данным опробования и теленаблюдений, от вершины курильщиков к основанию возрастает степень замещения оболочек вестиментифер сульфидами. У вершины конуса эти обломки не изменены и сохраняют эластичность, тогда как в нижней части и внутри конуса они замещены сульфидами и даже внутренние части их трубок бывают заполненными сфалеритом или халькопиритом (рис. 30). Надо заметить, что образование сульфидов во внутренних полостях трубок червей; по-види-



Рис. 30. Образцы сульфидных руд курильщиков с выступающими трубчатыми оболочками вестиментифер

тому, определяется интенсивным замещением остатков трофосомы, благодаря тому, что эта ткань насыщена сульфатредуцирующими бактериями. Это обстоятельство может служить причиной обнаружения и самородной серы. Свообразным симбиозом червей с бактериями скорее всего можно объяснить и широко развитые бактериоморфные выделения сульфидов (рис. 31, а).

Пирит характеризуется большим разнообразием форм выделения. Ему свойственны тонкополосчатые и лентовидные формы, образованные вследствие замещения оболочек червей (рис. 32). Часто встречаются округлые, шарообразные обособления, представляющие собой, вероятно, псевдоморфозы по фораминиферам (рис. 31, б). Нередко встречаются скопления мелких кристаллов пирита. Иногда можно наблюдать колломорфные микроструктуры в виде концентрических, асимметричного строения почек. Преобладают, однако, сложные по форме выделения, образующие в аншлифах причудливые рисунки на фоне нерудных минералов и других сульфидов. Морфологические особенности этих выделений позволяют предположить, что они возникли в результате замещения различных тканей червей.

Наряду с пиритом в значительных количествах присутствует марказит, выделяющийся в тех же формах, что и пирит. Халькопирит образует скопления некрупных зерен неправильной формы, иногда почти сплошные выделения, заполняющие внутренние каналы трубок червей. Кроме того, халькопирит вместе со сфалеритом слагает участки массивных руд во внутренних зонах сульфидных построек.

Сфалерит выполняет полости в трубках червей, а чаще образует сплошные массы, цементирующие оруденелые трубки. В том и в другом случае для него характерны дендритовые формы выделения.

В двух из трех изученных построек обнаружен изокубанит - в виде округлых, овальных, изометричных зерен среди халькопирита, пирита и сфалерита.

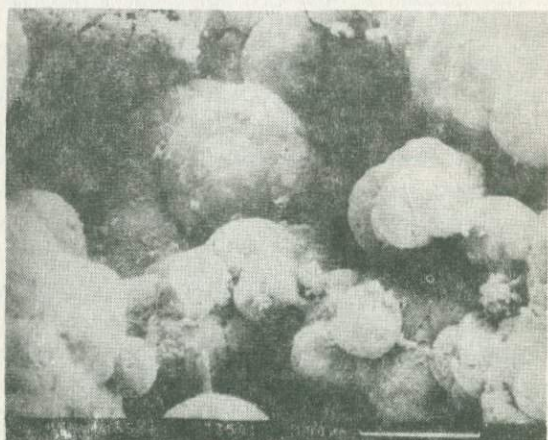
Наряду с сульфидами в составе первичных руд курильщиков довольно широко развиты опал и халцедон, которые также участвуют в замещении вестиментифер; при этом окремнение остатков червей предшествует их сульфидизации. В меньших количествах присутствуют слоистые алюмосиликаты - монтмориллонит, каолинит, тальк - пирофиллит.

В незначительных количествах отмечены арсенопирит, молибденит, гипс, барит. Обращают на себя внимание находки, хотя и чрезвычайно редкие, самородных элементов - золота, серы, меди.

Конические постройки курильщиков характеризуются повсеместно отчетливо выраженным зональным строением. В общем случае в центре постройки преобладают сульфиды меди, далее следует зона преимуще-



а



б

Рис. 31. Разновидности глобулярных обособлений пирита (сканирующий электронный микроскоп): а) бактериоморфные выделения; б) сфероидальные образования, возможно замещающие остатки фауны фораминифер



а



б

Рис. 32. Замещение пиритом кутикулярных оболочек вестиментифер (фотографии шлифов): а) лентовидные выделения по многослойной расслоенной оболочке, ув.24; б) складки кутикулярной оболочки и колломорфные выделения на внутренней стороне, ув.24

ственного развития сульфидов цинка и железа, внешняя зона сложена сульфидами железа и сульфатами. Именно такая зональность свойственна сооружениям, изученным в рейсе НИС "Геленджик". Сульфиды, минералы кремнезема и другие из перечисленных первичных минералов образуются в результате химического осаждения из гидротермальных струй, поступающих на дно бассейна и смешивающихся с морской водой. Одновременно с этим происходит и замещение сульфидами и кремнеземом органических остатков.

Температура гидротерм курильщиков, по оценкам большинства исследователей составляет около 350°C (Haymen, 1983; Bowers et al, 1988), колеблясь от 317° (Michard et al, 1984) до $380\pm 30^{\circ}\text{C}$ (Tufar, 1985). Полученные нами значения температур по пирит-халькопиритовому термометру в пределах $60\text{--}100^{\circ}\text{C}$ для сульфидов со станции 23 и $108\text{--}381^{\circ}\text{C}$ для минералов со станции 2 (табл. 21) не противоречат данным о высокой температуре исходных растворов. Разброс значений обусловлен тем, что минералообразование происходит в условиях температурного градиента, и влиянием на процессы смешения гидротерм с морской водой растущих стенок курильщиков.

Продукты подводного окисления и седиментации

Одной из важных особенностей изученных сульфидных проявлений является интенсивное развитие процессов окисления руд. Преобразование руд, вызванное воздействием морской воды, отмечалось и на других проявлениях, однако, изученные постройки, особенно рудопроявление станции 23, характеризуются развитием может быть наиболее выразительной зоны окисления.

Продукты подводного окисления широко развиты в образцах руд из северного грабена. По пириту, марказиту, сфалерит и халькопириту в участках их разрушения образуются рыхлые корки, в составе которых в тонкозернистой смеси обнаружены под электронным микроскопом ковеллин, франклинит, шпинель, ярозит, маггемит, дигенит, халькозин и большое разнообразие гидроксидов железа (гетит, акагенетит, фероксигит, лепидокрокит). Наиболее часто приходилось наблюдать замещение пирита. Поверхность его зерен и кристаллов в этих случаях оказывается неровной, кавернозной, разрушенной, с ямками травления. Она покрывается тонкими рыхлыми корками из тонкодисперсных окислов и гидроксидов железа (франклинит, маггемит), иногда на пирите образуется корка тонкодисперсных выделений ярозита, ковеллина, среди которых присутствует и сфалерит. В рыхлых корках вторичных минералов на изученных образцах методом рент-

Т а б л и ц а 21

Температура минералообразования по пирит-халькопиритовому геотермометру (по данным лазерного микроанализа сосуществующих пар минералов)

	№ обр.	Со (10^{-3} %)		T° С
		в халькопирите	в пирите	
Образцы современных курительщиков ВПШ 130с.ш.	2/2	4	38	38I
	2/4	7	8	I20
	2/5	10	10	I08
	2/7 ^e	13	13	I08
	2/7 ^a	22	42	I70
	17/2	30	45	I45
	23/1	18	19	II3
	23/3	64	29	60
	23/10	24	54	I90
23/12	56	41	85	
Руды м-ния Яман-Касы	1	27	32	I22
	1	16	50	232
	2	15	52	247
	2	12	58	303
	3	12	62	315

геофазового анализа выявлен комплекс сульфатов меди и железа: халькантит, бонатит, мелантерит (пизанит и розенит). Для этих ассоциаций характерен также атакамит.

Как видно из приведенных данных, зона окисления, формирующаяся в подводных условиях, специфична по минеральному составу: она представлена в основном оксидами и гидроксидами железа, сульфатами железа и меди, хлоридами и сульфидами и некоторыми другими минералами при полном отсутствии карбонатов.

Таким образом, совершенно очевидно, что после затухания активной гидротермальной деятельности на сульфидных постройках курительщиков, как и на окружающих базальтах продолжают осаждаться минералы железо-марганцевой ассоциации. Вместе с этой группой минералов во внешней зоне построек развиты минералы нормальной седиментации - галит, апатит, барит, слоистые алмосиликаты и др.

Формирование и современный облик придонных сульфидных построек являются следствием нескольких процессов, проявившихся в опре-

деленной последовательности или одновременно: гидротермального минералообразования (в формах осаждения, замещения, перекристаллизации); окисления продуктов гидротермальной деятельности; седиментации и т.д. Относительная роль этих процессов на различных этапах существенно меняется.

Обращает на себя внимание еще одно важное обстоятельство. Все три изученных объекта различаются по минеральному составу. Причина этого кроется, по-видимому, в том, что гидротермальные системы генерируются автономными магматическими очагами и состав растворов в известной степени обусловлен петрохимическими особенностями базальтов. Вариации в составе базальтов в различных сегментах рифта фиксируются достаточно отчетливо (Черкасов, Миронов, 1989).

Изложенные факты позволяют сделать следующие выводы.

Сульфидные постройки приурочены к осевому грабену гребневой зоны ВТП; их позиция и особенности состава руд связаны с тектонической сегментацией рифтовой зоны и петрохимической неоднородностью базальтов.

В составе курильщиков выделено несколько минеральных ассоциаций - продуктов различных процессов: 1) первичные минералы, отлагавшиеся из гидротерм и замещавшие остатки фауны; 2) минералы, образовавшиеся в результате подводного окисления сульфидов; 3) минералы нормальной седиментации, в том числе ассоциация железо-марганцевых корок.

Текстурно-структурные особенности изученных сульфидных проявлений в основном определяются развитием по остаткам вестиментифер, полихет и другой фауны; широко развиты также бактериоморфные микроструктуры.

Довольно интенсивно проявлены процессы окисления, в составе их продуктов наряду с оксидами и гидроксидами железа в значительных количествах присутствуют водные сульфаты железа и меди, хлориды и др.

После затухания активной гидротермальной деятельности курильщиков они, помимо окисления подвергаются процессам образования железо-марганцевой минерализации, которая вместе с процессом седиментации представляет собой, по-видимому, естественный фон, на котором возникновение курильщиков является кратковременным частным эпизодом.

Аналоги черных курильщиков в рудах древних
колчеданных месторождений

С момента обнаружения придонных сульфидных построек в океане они стали играть роль своеобразных эталонов, с которыми сопоставляются руды древних колчеданных месторождений. Это обусловлено уникальной возможностью непосредственного наблюдения активных процессов рудообразования, прямых замеров практически всех параметров, характеризующих условия рудоотложения. И хотя очевидно, что "курильщики" — всего лишь один из возможных вариантов реализации гидротермальных придонных систем, и не могут ответить на все вопросы, осветить все проблемы, — тем не менее, обращение к этим объектам позволяет с большей достоверностью интерпретировать некоторые особенности, наблюдаемые в древних рудах. Это в первую очередь может быть отнесено к фаунистическим остаткам, которые нередко обнаруживаются в колчеданных рудах. Летом 1992 г. в массивных сульфидных рудах месторождения Яман-Касы на Южном Урале были найдены многочисленные остатки вестиментифер и двустворок. Обнаруженные формы близки описанным ранее на месторождении Сибай.

Сам факт обнаружения биоценоза по существу аналогичного современным гидротермальным системам свидетельствует о том, что обстановка формирования колчеданных руд была близка к обстановке функционирования черных курильщиков. Сопоставление замещенных сульфидами органических остатков из силурийских руд месторождения Яман-Касы с образцами современных курильщиков позволило выявить определенные черты сходства, проливающие свет на некоторые детали обстановки и характер рудоотложения при формировании палеозойского колчеданного месторождения.

Одной из характерных особенностей современных сульфидных построек на океанском дне является населенность их многовидовым и многочисленным сообществом биологических видов, среди которых особая роль принадлежит вестиментиферам. Как видно из приведенных выше материалов, текстурно-структурные особенности руд курильщиков обусловлены обилием замещенных сульфидами реликтов придонных организмов, в основном вестиментифер и других полихет. В этих образцах обращают на себя внимание следующие особенности: 1) практически полная сохранность трубчатых кутикулярных оболочек, замещенных пиритом, сохранившими тончайшие детали их многослойного строения; 2) признаки замещения мягких тканей внутренних органов, свидетельствующие о том, что процесс замещения происходил сразу после гибели организма, когда эти ткани еще сохранялись; 3) ха-

рактир выполнения свободных полостей трубок, выразившийся в том, что они заполняются сфалеритом, в сплошных и дендритовидных массах которого присутствуют компактные выделения халькопирита, заполняющие первичные полости организма; 4) обилие глобулярных форм, разнообразных по форме и размеры, представляющих собой бактериоморфные образования, остатки замещенных фораминифер, колломорфно-глобулярные обособления.

Характерно, что образцы из руд месторождения Яман-Касы обнаруживают полное сходство с описанными особенностями - в них также проявлены многослойные оболочки вестиментифер (рис. 33, 34), одинаков характер выполнения внутренних полостей, сохранились признаки глобулярного строения. Более того, сохранились даже зияющие полости внутри трубок вестиментифер. Определение температур образования сульфидов, замещающих вестиментиферы в рудах месторождения Яман-Касы, показало значения, близкие температурам минералообразования современных курильщиков (табл. 21).

Естественно, что отличием древних образцов является заметная перекристаллизация, в известной степени нарушившая, затушевывая первичные черты, но не до такой степени, чтобы их нельзя было достаточно уверенно восстановить. Все эти факты позволяют заключить, что обстановки формирования колчеданных руд в южноуральских месторождениях были близки, аналогичны обстановкам современных курильщиков. Важно подчеркнуть при этом, что и в данном случае замещение организмов происходило не после их захоронения, как это обычно бывает, а едва ли не в прижизненных условиях.

Таким образом, полученные данные свидетельствуют о том, что биоценозы черных курильщиков существовали уже в силуре, кроме того позволяют с большей детальностью восстановить обстановку формирования колчеданных руд.

6.2. Металлоносные осадки

Металлоносные осадки пользуются широким распространением в океане. Различные типы их формируются в разных условиях: на больших площадях срединно-океанических хребтов и их склонов, в рифтовых структурах и зонах трансформных разломов, в активных вулканических зонах. Металлоносные осадки имеют сложный состав, который формируется из продуктов различных процессов: гидротермального, терригенного, биогенного, диагенетического, продуктов разрушения подводных построек и выходящих на поверхность морского дна пород, продуктов окисления сульфидных руд, продуктов осаждения металлов

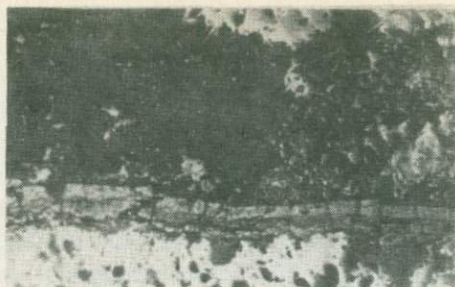


Рис. 33. Замещение пиритом внешней оболочки вестиментиферы в рудах месторождения Яман-Касы. Аншлиф, ув.40



Рис. 34. Детали строения замещенной пиритом кутикулярной оболочки. Видны реликты тонкой полосчатости. Сканирующий электронный микроскоп

и других компонентов из морской воды и т.д. В каждой конкретной обстановке какие-то из перечисленных процессов являются ведущими и в основном определяют состав осадка, содержание в нем металлов и др.

Наряду с другими особенностями, металлоносные осадки характеризуются тем, что в их составе существенную роль играют нерудные продукты гидротермально-осадочного процесса, которые преобразуются при литификации в прослой кремнистых, слюдяных пород и др.

Примером рыхлых рудных осадков могут служить рудоносные сульфидные скопления в депрессионных структурах Красного моря. Неко-

торые из них по уровню концентрации и запасам металлов обоснованно причисляются к месторождениям.

Сульфиды известны в металлоносных осадках девяти впадин. Высокая концентрация металлов отмечена в рудных илах впадины Атлантик-П, размеры которой составляют 6 x 15 км. Это единственная впадина, характеризующаяся активной гидротермальной деятельностью и продолжающимся в настоящее время процессом накопления металлоносных осадков. Поверх осадков находится слой плотных горячих рассолов, температура которых 56°C. Именно из этих рассолов отлагается верхний слой осадков. Рассолы содержат в 10 раз больше солей, чем морская вода, pH > 5,3. Выше находится второй слой рассолов, имеющих промежуточный состав и представляющих собой результат смешения донных рассолов с морской водой.

Осадки впадины Атлантик-П подразделяются на семь типов, преимущественным распространением пользуются скопления железистых смектитов, аморфных осадков с гетитом и сульфидов (рис.35). По данным сейсмического зондирования, мощность осадков 30-100 м; время его формирования оценивается в 25 тыс.лет. Мощность сульфидных горизонтов в осадках 1-7 м, они характеризуются скоростью

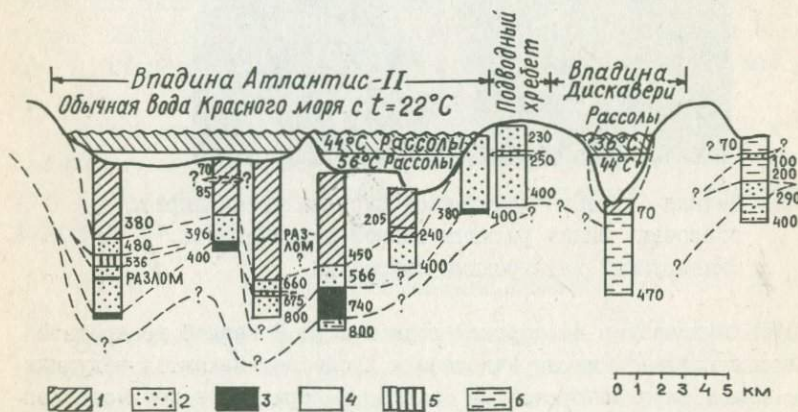


Рис. 35. Распределение фаций металлоносных осадков в Красном море. (Мейнард, 1985).

- Фации: 1 - железосодержащие монтмориллонитовые;
 2 - аморфный осадок с гетитом; 3 - сульфидные;
 4 - ангидритовые; 5 - марганцевые; 6 - терригенные

осадконакопления 32-96 см за I тыс. лет. Среди сульфидов, присутствующих в верхнем горизонте в рентгеноаморфной фазе, зафиксированы сфалерит, пирит и халькопирит. Средние содержания составляют (в %): Fe - 23; Zn - 2,4; Cu - 0,8; рВ - 0,05.

Установлено, что в непосредственной близости от гидротермальных выходов образуются преимущественно сульфиды меди, на удалении - сульфиды цинка.

С сульфидами ассоциируют железистые слоистые силикаты, карбонаты железа и марганца, оксиды и гидроксиды железа, кремниевожелезистый гель, ангидрит и гипс. Силикатная фация представлена смектитом и нонтронитом, обогащенным рудными компонентами.

По оценке Д.Бишофа в осадках впадины Атлантис-П сосредоточено цинка 1,7 млн т при среднем содержании 3,4%, меди 0,7 млн т (содержание 1,3%), свинца 30 тыс. т (содержание 0,1%), серебра 2100 т, золота 21 т.

В других впадинах Красного моря сульфидные осадки развиты ограниченно. Они зафиксированы еще в восьми впадинах, в пяти представлены пиритом, в трех сфалеритом.

Металлоносные осадки с гидроокисным составом рудной фазы известны еще в 10 впадинах Красного моря; высокоминерализованные рассолы с температурой до 65°C обнаружены в 15 впадинах.

Характерной особенностью металлоносных осадков является постоянное присутствие силикатов - смектита и нонтронита, а также ангидрита, гипса, карбонатов, рентгеноаморфных кремне-железистых гелей.

В связи с образованием гидротермально-осадочных силикатов особо следует отметить своеобразные холмы высотой 15-20 м и диаметром до 50 м, расположенные в 18-25 км от оси Галапагосского центра спрединга, сложенные нонтронитом и перекрытые корками гидроксидов железа и марганца.

Во впадине Гуаймас рифтовой зоны Калифорнийского залива при высоких скоростях терригенной седиментации (до 1 м/тыс.лет) на поверхности мощной осадочной толщи, содержащей базальтовые сланцы, образуются конусовидные сульфидные тела, сходные с массивными рудными телами океанических рифтов. В их составе преобладают сульфиды цинка. Характерно присутствие твердых битумов, цементирующих рудные минералы. Предполагается наличие рудных тел и внутри осадочной толщи. В северной части той же рифтовой зоны обнаружена пластообразная залежь талька с пирротином (Айнемер и др., 1990).

Во всех случаях, когда металлоносные, в частности, сульфидо-содержащие осадки формируются в депрессионных структурах, выпадая из поступающих туда гидротермальных растворов, они постоянно содержат значительные количества аморфного кремнезема, смектитов, преимущественно нонтронита, а также монтмориллонита, талька и других силикатов. Характерно при этом, что в соответствии с изменением характера гидротермальной активности в рудолокализирующих депрессиях наблюдается переслаивание илов различного состава — сульфидного, окисного, монтмориллонитового и др. Естественно, что при литификации сульфидные илы преобразуются в прослой сульфидных руд, кремнистые — в яшмоиды и микрокварциты, нонтронитовые и монтмориллонитовые в прослой — слюдистых пород типа хлоритолитов, серицитолитов и т.д. Таким образом, последующая литификация осадков приводит к формированию рудоносных пачек, в которых сульфидные руды чередуются с прослоями гидротермально-осадочных пород слюдистого и кремнистого состава.

Иными словами, есть основания считать, что в данном случае реализуется тот механизм образования околорудных гидротермально-осадочных пород, который может быть реконструирован исходя из наблюдаемых взаимоотношений рудных и околорудных образований и их состава на изученных палеозойских колчеданно-полиметаллических месторождениях.

Однако надо заметить, что проблеме образования гидротермально-осадочных пород в современных гидротермальных системах уделяется пока недостаточное внимание.

Список литературы

- А в д о н и н В.В. Ликвация и формирование рудоносных вулканогенных комплексов. Изд-во Моск. ун-та, 1987. 239 с.
- А й н е м е р А., В е л и ч к о Е., Е л и а з а р о в Б. и др. Гидротермальное рудообразование в океане // Геология и минеральные ресурсы мирового океана. "Интерморгео". Варшава, 1990. С. 534-557
- Атлас палеотектонических и структурно-формационной карт палеозоя Юго-Западного Алтая. М.: ГУК, 1978.
- Б е л о у с о в А.Ф. Об основаниях формационного анализа // Проблемы магматических формаций. М.: Наука, 1974. С. 6-14
- Б о р о д а е в с к а я М.Б., Ш и р а й Е.П., К у р б а н о в Н.К., К р и в ц о в А.И. Особенности вулканогенных формаций и связанного с ними колчеданного оруденения в геосинклинальных системах различных типов // Проблемы магматических формаций. М.: Наука, 1974. С. 95-107
- Б о т в и н к и н а Л.Н. Генетические типы обнажений областей активного вулканизма // Тр. ГИН АН СССР. М.: Наука, 1974. Вып. 263. 318 с.
- Б р о д с к а я Н.Г. Ряды формаций кайнозойских геосинклинальных прогибов Сахалина, Камчатки и Японии // Вулканогенно-осадочные и терригенные формации // Тр. ГИН. Вып. 81. 1963. С.165-178
- Вулканогенные колчеданно-полиметаллические месторождения (на примере Рудного Алтая) // Под ред. Г.Ф.Яковлева. М., 1978. 278 с.
- З а й к о в В.В., З а й к о в а Е.В. Современные металлоносные осадки // Кремнисто-железистые отложения колчеданосных районов. Свердловск, 1989. С. 3-28
- К у з н е ц о в Ю.А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 342 с.
- К о п т е в - Д в о р н и к о в В.С., Я к о в л е в а Е.Б., П е т р о в а М.А. Вулканогенные породы и методы их изучения. М.: Недра, 1967. 332 с.
- Л и с и ц ы н А.И., Б о г д а н о в Ю.А., Г у р в и ч Е.Г. Гидротермы и руды на дне океана // Металлогения современных и древних океанов. М., 1992. С. 14-39
- Л у ч и ц к и й И.В. Основы палеовулканологии. Т.1, Т.П. М.: Наука, 1971. 480 с.
- М а л е е в Е.Ф. Вулканы. М.: Недра, 1980. 292 с.

М а с а й т и с В.Л., О с т р о у м о в а А.С., Р о - з и н о в М.И., Р у м я н ц е в а Н.А. Главные типы базальтовых формаций // Проблемы магматических формаций. М.: Наука, 1974. С. 74-94.

М е й н а р д Дж. Геохимия осадочных рудных месторождений. М.: Мир, 1985. 360 с.

Н а л и в к и н Д.В. Учение о фациях. Т.1. Изд-во АН СССР, 1956. 534 с.

Палеовулканологический анализ колчеданосных провинций /Под ред. Г.Ф.Яковлева. Изд-во Моск. ун-та, 1984. 192 с.

Седиментология /Гродзинский Р., Костецкая А. и др. М.: Наука, 1976. 640 с.

С м и р н о в В.И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1982. 669 с.

Сульфиды Восточно-Тихоокеанского поднятия /Авдонин В.В., Голева Р.В., Дубинчук В.Т. и др. М.: ВИМС, 1993. 154 с.

Х е р а с к о в Н.П. Тектоника и формации. М.: Наука, 1967. 404 с.

Ш а т с к и й Н.С. Избранные труды. Т. 3, М. Из-во АН СССР, 1965. 325 с.

О Г Л А В Л Е Н И Е

	Стр.
Введение	3
Часть I. Общие вопросы формационного и фациального анализа вулканогенных комплексов	
I. Геологические формации.	4
I.1. Общие сведения	4
I.2. Осадочные формации	6
I.3. Магматические формации	8
I.4. Формации и тектонические структуры	13
I.5. Рудоносность геологических формаций.	17
I.6. Формационный анализ.	23
2. Палеофациальный анализ рудоносных вулканогенных комплексов.	35
2.1. Общие понятия.	39
2.2. О классификации вулканогенных пород.	44
2.3. Систематика фаций вулканогенных комплексов. Фациальные зоны.	55
2.4. Методика палеофациальных исследований. Палео- вулканологические реконструкции.	63
3. Палеовулканологические поисковые предпосылки. . .	71
Часть II. Гидротермально-осадочные породы рудоносных вулка- ногенных комплексов (на примере колчеданно-поли- металлических месторождений Рудного Алтая).	77
I. Общая характеристика колчеданно-полиметаллических месторождений	78
2. Этапы формирования и преобразования месторождений	87
3. Реликты гидротермальных построек на алтайских месторождениях.	92
4. Околорудные породы колчеданно-полиметаллических месторождений	97
4.1. Кварциты	98
4.2. Хлоритолиты и серицитолиты	105
4.3. Оползневые брекчии	113
4.4. Особенности химического состава околорудных пород.	117
4.5. Конкреции в околорудных породах и рудах мес- торождений	126
4.6. Слоистые минералы околорудных пород.	139
4.7. Электронномикроскопическое изучение хлорито- литов и серицитолитов.	145

5. Генезис околорудных пород	153
6. Краткий очерк современных гидротермальных систем	161
Список литературы.	179

ИЗДАТЕЛЬСТВО
МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
ГОТОВИТ К ВЫПУСКУ
в 1994 году:

Старостин В.И., Дергачев А.Л., Хркович К. Структурно-петрофизический анализ месторождений полезных ископаемых: Учебное пособие 1994. - 20 л.

Учебное пособие составлено в соответствии с одноименной программой курса, читаемого на геологических факультетах. Рассмотрена роль петрофизических параметров в формировании меднопорфировых, колчеданных месторождений и др. Приведена геодинамическая систематика месторождений, охарактеризованы петрофизические и геодинамические барьеры рудоотложения, проанализированы структурно-петрофизические предпосылки оруденения для месторождений различных генетических типов.

Для студентов геологических специальностей вузов, геологов, связанных с исследованием, поисками, разведкой рудоносных территорий и месторождений.

Темплан 1994 г., №

Учебное издание

АВДОНИН Виктор Васильевич

ГИДРОТЕРМАЛЬНО-ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ РУДОНОСНЫХ
ВУЛКАНОГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ

Зав. редакцией И.И.Щехура

Редактор Г.С.Савельева

Художественный редактор Л.В.Мухина

Технический редактор Т.А.Корнеева

Н/К

ЛР № 040414 от 27.03.92.

Подписано в печать 28.10.93. Формат 60x90/16.

Бумага тип. № 2. Офсетная печать. Усл. печ. л. II,5.

Уч.-изд. л. 10,95. Тираж 500 экз. Заказ № 1288

Изд. № 2232. Заказное

Ордена "Знак Почета" издательство Московского университета.

103009, Москва, ул. Герцена, 5/7.

Типография ордена "Знак Почета" изд-ва МГУ.

119899, Москва, Ленинские горы

5327