

Е. П. САПРЫКИН

МЕТАМОРФОГЕННО-  
ГИДРОТЕРМАЛЬНОЕ  
РУДООБРАЗОВАНИЕ



ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ  
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО НАУЧНОГО ЦЕНТРА

Е. П. САПРЫКИН

3275

МЕТАМОРФОГЕННО-  
ГИДРОТЕРМАЛЬНОЕ  
РУДООБРАЗОВАНИЕ



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"

Москва 1980

A faint, circular library stamp is visible in the bottom right corner of the page. The text within the stamp is partially legible and appears to be in Russian, mentioning 'Дальневосточный федеральный университет' (Far Eastern Federal University).

Сапрыкин Е.П. **Метаморфогенно-гидротермальное рудообразование.**  
М.: Наука, 1980.

На примере оловорудных и оловянно-полиметаллических месторождений Сихотэ-Алиня показано, что гидротермальное рудообразование представляет собой частный случай миграции вещества при региональном метасоматозе. Выделены две генетические группы гидротермалитов, синхронных прогрессивному и регрессивному этапам данного процесса. Рассмотрены возможные механизмы миграции вещества и формирования бескорневых рудных тел, причины ритмической зональности метасоматитов, сходства и различия метасоматитов и жил выполнения. В заключение излагаются практические рекомендации по поискам скрытого оловянного оруденения. Монография представляет интерес для геологов, занимающихся научными исследованиями и практической деятельностью в области рудных месторождений.

Табл. 9, илл. 47, список лит. 285 назв.

Ответственный редактор

доктор геолого-минералогических наук

И.Н. ГОВОРОВ

При современном состоянии наших знаний геолог, занимающийся изучением рудных месторождений, должен держать свой ум свободным в отношении существующих теорий рудообразования: теории эти слишком еще несовершенны.

(С. Смирнов, 1947)

## ВВЕДЕНИЕ

Промышленное значение гидротермальных месторождений общеизвестно: из них добывается подавляющая масса руд цветных, редких и благородных металлов, потребность в которых народного хозяйства неуклонно возрастает. Невосполнимость этого вида природных ресурсов вызывает необходимость ввода в эксплуатацию все новых и новых месторождений. Возможны и другие пути решения проблемы металлов: повышение комплексности использования минерального сырья и совершенствование технологических процессов. Это позволит вовлекать в промышленное освоение все более бедные и труднообогатимые руды. Однако для каждого металла со временем будет достигнут такой предел, когда затраты на извлечение превысят его ценность.

Не беспредельны и возможности открытия новых месторождений. Это особенно остро ощущается в районах действующих горнорудных предприятий, где вследствие высокой геологической изученности вероятность выявления новых месторождений с оптимальным эрозийным срезом практически исключена. Наряду с этим результаты глубинных поисков и разведки убеждают геологов в том, что, кроме уже известных на дневной поверхности месторождений и тех, которые могут быть обнаружены на новых перспективных площадях, существует еще много таких же месторождений, но очень слабо или совсем не проявленных на земной поверхности вследствие их глубокого залегания. Поиски глубокозалегающих руд приобретают особую актуальность в случае необходимости продлить сроки действия крупных предприятий с их большими капиталовложениями, налаженным производством, квалифицированными кадрами и т.д.

Эффективное решение проблемы поисков скрытого оруденения осуществляется прежде всего путем совершенствования методов поисковых работ, рационального их комплексирования, повышения глубинности и общей разрешающей способности применяемых методов и внедрения новых. Неотъемлемая составная часть этой пробле-

мы — дальнейшее расширение и углубление наших знаний об условиях образования гидротермальных месторождений, в том числе уточнение характера связи оруденения с более общими эндогенными процессами. Разумеется, ценность теоретических предпосылок и эффективность их практического применения будут целиком зависеть от того, насколько полно и объективно они отражают истинную картину рудообразования.

В настоящее время обсуждаются в основном три концепции гидротермального рудообразования: постмагматическая, метаморфогенная и (в несколько обновленном варианте) латераль-секреционная. Хотя степень их обоснованности далеко не одинакова и ни одна из них не может считаться универсальной, в каждой концепции имеется рациональное зерно. Так, ассоциация определенных типов месторождений с определенными же группами изверженных пород, временная близость тех и других и зональное размещение разнотипной рудной минерализации по отношению к выходам интрузивных тел служат объективными критериями связи оруденения с магматизмом. Но также бесспорно установлены миграция рудного вещества при метаморфизме, указывающая на принципиальную возможность образования локальных скоплений, и тесная фашиальная зависимость рудной минерализации от типа и степени метаморфизма вмещающих пород. Полученные в последние годы данные по изотопному составу компонентов руд прямо показывают на участие в формировании многих гидротермальных месторождений метеорных вод.

О чем же свидетельствуют эти явно не совместимые с позиций любой отдельно взятой концепции данные: о глубоких генетических различиях определенных групп месторождений, относимых к одному классу, или же о существовании единого, но многогранного механизма рудогенеза, сочетающего в себе все разнообразие факторов, лежащих в основе перечисленных выше концепций?

Совокупное рассмотрение ранее известных и вновь выявленных особенностей жильного гидротермального оруденения на примере оловянных и оловянно-полиметаллических месторождений Южного Сихотэ-Алиня с учетом результатов петролого-геохимических исследований привело автора к твердому убеждению об объективности именно второго положения. Гидротермальное оруденение — частный продукт неизохимического процесса эндогенных преобразований пород земной коры, причем наиболее тесно оно связано с метаморфизмом, точнее — с региональным метасоматозом. Все разнообразие оруденения обусловлено не исходной или последующей специализацией пород данного участка Земли, а местом и временем формирования оруденения в общей цепи эндогенных процессов. Развернутая аргументация этого положения составляет главное содержание предлагаемой работы.

**КРАТКИЙ ОБЗОР СОВРЕМЕННОГО СОСТОЯНИЯ ПРОБЛЕМЫ  
ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ**

Наиболее распространенная в настоящее время концепция гидротермального рудообразования, которой придерживается подавляющее большинство геологов, занимающихся теоретическими исследованиями и практической деятельностью в области рудных месторождений, — постмагматическая. Основное ее положение состоит в признании непосредственной рудогенерирующей роли магматических очагов, выделяющих на заключительных этапах своего становления (в период остывания и раскристаллизации) газово-жидкие эманации, обогащенные рудными компонентами. Один из вариантов этой концепции — представление о мобилизации гидротермальными растворами некоторых металлов из обогащенных ими гранитоидных пород [11, 17]. Разнообразии рудной минерализации в обширных структурно-фациальных зонах и более мелких подразделениях рассматривается в основном как результат геохимической и металлогенической специализации магматических комплексов или их отдельных фаз.

У советских геологов широкое признание данная концепция получила после выхода основополагающих работ А.Е. Ферсмана, А.Н. Заварицкого, А.Г. Бетехтина и особенно С.С. Смирнова, выдвинувшего представление о пульсационном режиме отделения постмагматических эманаций.

Геологическое обоснование связи рудных формаций с определенными этапами тектоно-магматического развития подвижных зон и закономерностей пространственного размещения месторождений в пределах металлогенических зон и их отдельных частей дано в обобщающих работах С.С. Смирнова, Ю.А. Билибина и других видных исследователей (учение о рудных поясах, провинциях и металлогенических эпохах). В результате широких региональных исследований появились многочисленные сводки по металлогении отдельных регионов страны, послужившие основой для дальнейшей разработки теории рудообразования и научной базой для рационального направления поисковых работ в различных геологических условиях.

Обширная литература посвящена теоретической и геологической аргументации связи гидротермального оруденения с магматизмом и классификации форм этой связи. Выделяются прямая генетическая связь с интрузивными комплексами: в целом и отдельными магматическими телами, парагенетическая, пространственная и временная. Для доказательства генетической связи привлекается широкий комплекс критериев, которые обычно объединяются в две группы: минералого-петрографическую и геохимическую, рассматриваемые на

фоне более общих структурно-геологических факторов. Под последними понимаются структурная и тектоническая обстановка, режим и глубина становления магматических очагов, их форма, размеры, физико-химические свойства вмещающих пород и другие геологические условия. Благодаря работам многих видных геологов, развивающих теоретические и региональные металлогенические аспекты постмагматической концепции, она перешла в разряд классической теории.

Многие положения постмагматической теории, базирующиеся на обширном геологическом материале и экспериментальных данных, бесспорно объективны. Особенно успешно с этих позиций решаются вопросы мелкомасштабного металлогенического районирования, основанного на выделении комплексов плутонических пород и ассоциирующего с ним оруденения, приуроченных к определенным естественно-историческим этапам развития подвижных зон земной коры.

Вместе с тем в постмагматической теории, как и в любой другой, имеется ряд нерешенных проблем общего порядка, а также частных вопросов, касающихся главным образом возможности объективного доказательства прямой генетической связи оруденения с интрузиями. Так, если гидротермальное оруденение, плутонические породы, метаморфиты и метасоматиты разной масштабности являются продуктами единого процесса и входят как равноправные члены в единую колонну эндогенных преобразований земной коры, то они, естественно, должны находиться в определенных пространственно-временных взаимоотношениях, подтверждающих их генетическую общность. Но при этом конкретная форма связи между ними может быть не обязательно такой, как она трактуется с позиций постмагматической теории.

Неясной остается проблема источника растворов и рудного вещества, поскольку в процессе формирования автохтонных гранитов происходит неуклонное обезвоживание исходных пород. В современной геологической литературе химизм процессов метаморфизма оценивается по-разному. В большинстве публикаций, посвященных этому вопросу, приводятся данные, свидетельствующие о неизохимичности регионального и контактового метаморфизма. Другие исследователи оценивают метаморфизм во всех его проявлениях как существенно изохимический процесс за исключением стадии ультраметаморфизма. Однако мнения всех исследователей независимо от занимаемой ими позиции, что метаморфизм любого типа сопровождается высушиванием пород, интенсивность которого по мере развития процесса прогрессивно возрастает, полностью совпадают.

Как показали исследования А.Ф. Летникова и А.И. Чигреновой [118] на примере гранитов Кокчетавской глыбы, гранит ко времени своего образования, т.е. еще до начала собственно постмагматического процесса, содержит в основном только то количество воды, которое заключено в его гидроксилсодержащих минералах. Следовательно, надо предполагать, что интрузивные граниты, с которыми преимущественно ассоциирует постмагматическое оруденение, вторично обогащаются водой в процессе самого внедрения.

Но при таком допущении возникают по крайней мере два новых вопроса. Первый из них касается возможности удаления за пределы интрузива растворов и летучих в период остывания и раскристаллизации с учетом, что объем гранитного массива при этом может уменьшиться до 10% [73, 153]. На это указывали и другие исследователи, отмечая, что при сокращении объема охлаждающихся интрузивов вероятно возникновение обратного градиента давления и влажности, в связи с чем возможен даже привнос внутрь интрузива (явление "автопневматолита" по В.М. Гольдшмидту) растворов и рудного вещества из вмещающих пород [200, 218, 246, 278]. Так, Сосмен по результатам многочисленных экспериментов и изучения доменных шлаков заключил, что недосыщенная водой магма при своем внедрении, т.е. еще до начала остывания, раскристаллизации и сокращения объема, должна создавать в окружающих породах перепад давления и концентрации воды, понижающийся в сторону интрузива. Разность давлений, как известно, считается одним из главных факторов, определяющих перемещение и направление движения гидротермальных растворов.

Далее, мигрирующие при эндогенных процессах металлы концентрируются не только в месторождениях и рудопроявлениях, располагающихся внутри интрузивных массивов и за их пределами: параллельно с этим происходит геохимическое обогащение рудными элементами всего громадного объема метаморфизованных пород, в которых накапливается неизмеримо большее количество металлов по сравнению с тем, какое заключено в локальных участках (месторождениях). Если считать источником всей этой массы привносимых во вмещающие породы рудогенных элементов и необходимых для их транспортировки растворов какие-либо конкретные интрузивные массивы, то их предварительная насыщенность данными компонентами должна быть чрезвычайно высокой.

Для месторождений, локализующихся на значительном удалении от предполагаемых материнских интрузий, дискуссионен вопрос: возможно ли длительное существование специальных высококонцентрированных рудоносных растворов, способных перенести полезный груз на большие расстояния через многокилометровые толщи горных пород, насыщенных агрессивными подземными водами? С учетом данного механизма предполагается также существование конкретных рудоподводящих каналов, соединяющих источник металлов с местами их осаждения, и наличие особых защитных условий, обеспечивающих одновременное нахождение в движущемся растворе самых разнообразных по своим физическим и химическим свойствам элементов, формирующих рудные тела и эндогенные ореолы месторождений. При этом, если набор широко распространенных рудогенных компонентов в собственно рудных телах бывает ограничен вследствие фракционирования их рудо локализующими структурами, то в эндогенных ореолах обычно устанавливается весьма широкий комплекс явно привнесенных элементов в количествах, сопоставимых с концентрацией металлов в рудных телах. Считается обще-



принятым, что перенос рудного вещества осуществляется в виде различных комплексов, и в то же время известна их исключительная чувствительность к изменению свойств среды. Это противоречит предположению о далекой (до многих километров) миграции комплексных ионов в неустойчивых по режиму ослабленных зонах [175].

Доказательство прямой генетической связи затруднительно даже для тех локальных образований, которые залегают непосредственно в "материнских" магматотипных породах. Известно, что оруденение формируется уже после того, как вмещающая порода (например, гранит) полностью раскристаллизовалась, затвердела и в результате этого приобрела способность к дизъюнктивным деформациям [205].

Это же подчеркивает К.В. Краускопф [105], отмечая, что оруденение, развитое около интрузива, оказывается явно поздним или несколько более поздним, чем интрузив в общей длинной цепи геологических событий. В этом случае между временем внедрения интрузии и периодом формирования месторождений происходит образование нескольких разновидностей дайковых пород и отмечаются явления общего метаморфизма. Поэтому обычно утверждают, что оруденение связано с интрузивной деятельностью, а рудоносные растворы возникли в некоторой гипотетической глубинной части интрузивного тела, в которой магма оставалась жидкой еще долгое время после кристаллизации верхних частей интрузива. В той же работе на основании сопоставления возможных доказательств за и против предполагаемой связи рудных месторождений с интрузивами кислого и среднего состава автор пришел к выводу, что едва ли гипотеза генетической связи оруденения с гранитоидами может быть принята безоговорочно.

П.М. Татаринов [219], анализируя состояние проблемы связи оруденения с интрузивами в еще более ранний период, указывает на все более заметное стремление многих исследователей отодвигать источник рудных растворов на значительную глубину и рассматривать интрузии и ассоциирующуюся с ними минерализацию как равноправные производные каких-то более значительных и более глубоко залегающих магматических тел.

Следует также отметить не всегда четкое разделение понятия "рудоносность" как наличие оруденения в данном интрузивном теле и рудоносности в генетическом смысле. В связи с этим некоторые признаки, привлекаемые для доказательства прямой генетической связи, не достаточно однозначны. Так, постепенные переходы от вмещающих пород к рудным образованиям, обогащенность пород акцессорными элементами, специфичность вещественного состава пород и залегающих в них рудных тел характерны не только для интрузивных пород и ассоциирующего с ними оруденения. Эти признаки в той или иной степени проявляются во взаимоотношениях локальной минерализации с вмещающими породами любого происхождения [12, 14, 21, 54-56].

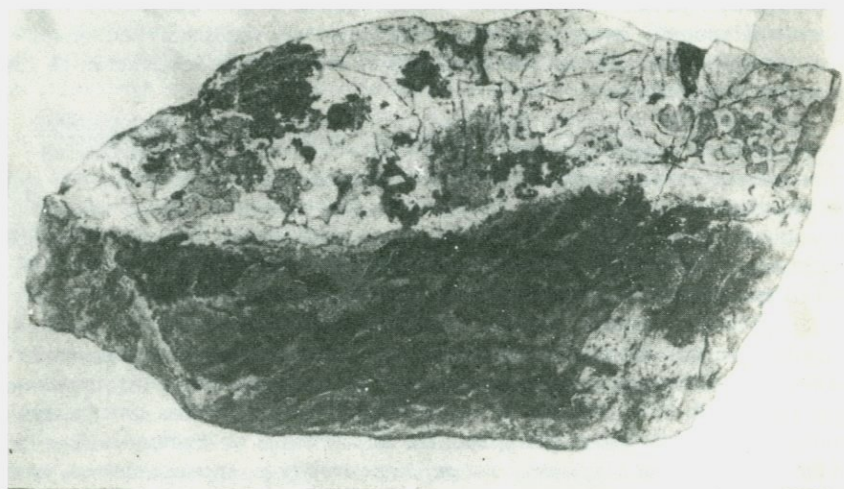
Ряд особенностей генезиса гидротермального оруденения вообще не получает удовлетворительного объяснения с позиций постмагматической теории, а некоторые из них даже противоречат ее основным положениям. Далеко не полный перечень этих особенностей сводится к следующему.

"Необычный" порядок постадийного распределения минеральных ассоциаций в жилах выполнения. Рассмотрим эту особенность на примере некоторых оловорудных месторождений Кавалеровского рудного района. Минеральный состав руд для района в целом представлен следующим комплексом главнейших минералов: рудные – пирротин, пирит, сфалерит, галенит, халькопирит, арсенопирит и касситерит, изредка отмечаются шеелит, станнин, магнетит, минералы ртути; нерудные – кварц, хлорит, серицит, турмалин, кальцит, флюорит.

Процесс формирования жильных тел разделяется на три-пять стадий минерализации, устанавливаемых по совокупности ряда признаков [57, 58, 89, 90, 193]. Считается общепринятым следующий порядок распределения минеральных ассоциаций по стадиям: 1-я стадия – турмалин, хлорит, кварц, касситерит с арсенопиритом или без него; 2-я – пирротин, пирит, халькопирит, ранний сфалерит; 3-я – сфалерит, галенит, халькопирит; 4-я – поздние кварц и хлорит с небольшим количеством пирита, иногда арсенопирита и других сульфидов; 5-я – кальцит, пирит, флюорит. Кальцитовая стадия отделена внедрением поздних даек диабазовых порфиритов и непосредственно с рудным процессом, вероятно, не связана. На некоторых месторождениях в отложениях этой стадии отмечается кварц [89].

Однако этот порядок выдерживается далеко не всегда. Только наложенная на весь рудный комплекс кварцевая и кальцитовая минерализация (в приведенной схеме продукты 4 и 5-й стадий) – безусловно поздняя. Регрессивный порядок отложения остальных ассоциаций полностью сохраняется только в тех случаях, когда они формировались в течение одной стадии, как, например, на Силинском месторождении [193]. При всем разнообразии качественного состава ассоциаций и количественных соотношений минералов одностадийных отложений последовательность их может быть изображена в виде следующего обобщенного ряда: касситерит, кварц, кальцит, сульфиды. Внутри сульфидной группы намечается такая последовательность: арсенопирит, сфалерит, галенит, пирротин, халькопирит, пирит (по пирротину).

Если же указанный комплекс минералов принадлежит к продуктам разных стадий, то более поздние формирования – всегда именно высокотемпературные парагенезисы: касситерит, арсенопирит и соответствующие ассоциации нерудных минералов – турмалин, кварц и др. Внутри каждой стадии опять выдерживается регрессивный порядок минералообразования. Для иллюстрации сказанного приводим фотографии штуфов из руд Хрустального и Дубровского месторождений (фиг. 1–3). Весьма показательно, что разнохарактерность возрастных взаимоотношений кварц-касситеритовой и сульфидной ассоциаций наблюдается даже в пределах одного месторождения. Напри-

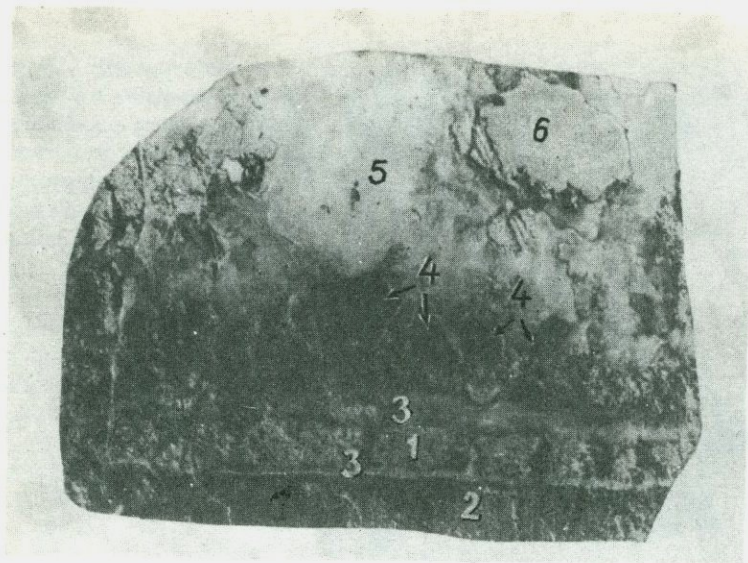


Фиг. 1. Контакт кварц-касситеритовой жилы (светлое) с вмещающими породами

Алевролит насыщен многочисленными прожилками и зонками пирротина, часть которых "срезается" жилой. Месторождение Дубровское. Штуф из жилы Узловой. Н.в.

мер, на Хрустальном месторождении в одних рудных телах (жила № 42) касситерит в ассоциации с пирротинном, халькопиритом, пиритом и высокожелезистым сфалеритом отлагался в первую стадию (фиг. 4), а в других (жилы 3-я ДЦМР, Диагональная, Разведочная и др.) – во вторую стадию уже в ассоциации с кварцем, хлоритом и поздними сульфидами (фиг. 2 и 3). На этом же месторождении иногда наблюдается еще более сложное чередование ассоциаций, когда две стадии отложения касситерита и кварца разделены образованием кальцитовых жил (фиг. 5).

Такие "парадоксы" характерны не только для месторождений данного района и не только для оловорудных месторождений. Подобный, но еще более ярко выраженный случай описан Е.А. Радкевич и И.Н. Томсоном [181] на Шербаковском полиметаллическом месторождении (Ольгинский район), где на полиметаллические руды накладывается грейзеноподобная минерализация в виде секущих прожилков, сложенных кварцем, мусковитом, топазом и касситеритом. В работе Р.М. Константинова с соавторами [155] отмечается, что жильное оловянное оруденение Хапчерангинского рудного поля было образовано по меньшей мере в два этапа, причем кварц-касситерит-хлоритовые руды позднего этапа пересекают и цементируют сфалеритовые жилы. По данным Ф. Тернора [220], на некоторых олово-серебряных месторождениях Боливии (Потоси, Оруро) замет-

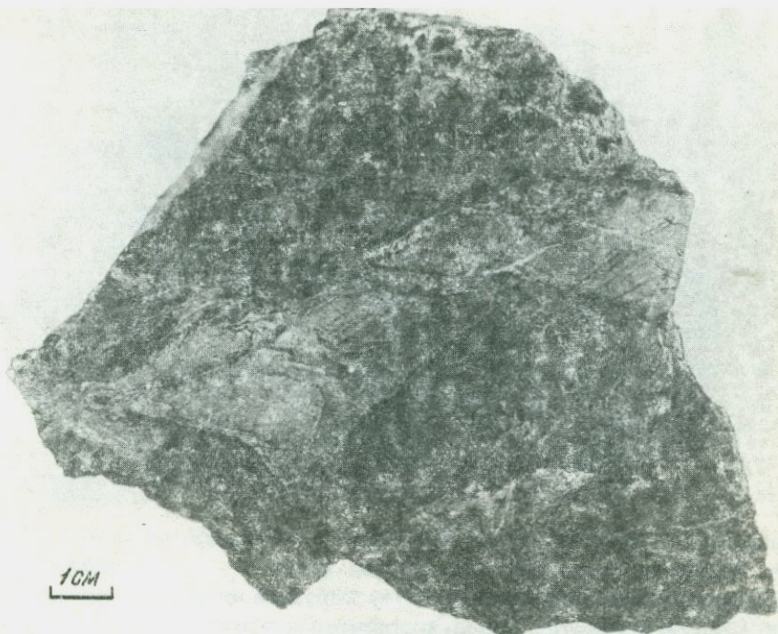


Фиг. 2. Деталь строения оловорудной жилы

Полоска раннего пирротита (1) у контакта с вмещающими породами (2) пересекается кварц-хлоритовыми прожилками (3). На ее внутренней стороне последовательно нарастают касситерит (4), кварц (5) и арсенопирит (6). Месторождение Хрустальное. Штуф из жилы Буровой. 1/2 н.в.



Фиг. 3. Обломки алевролита (темное) с прожилками и вкрапленностью пирротина цементируются хлоритом и кварцем (светлое) с вкрапленностью касситерита. Месторождение Хрустальное. Штуф из жилы Разведочной. Н.в.

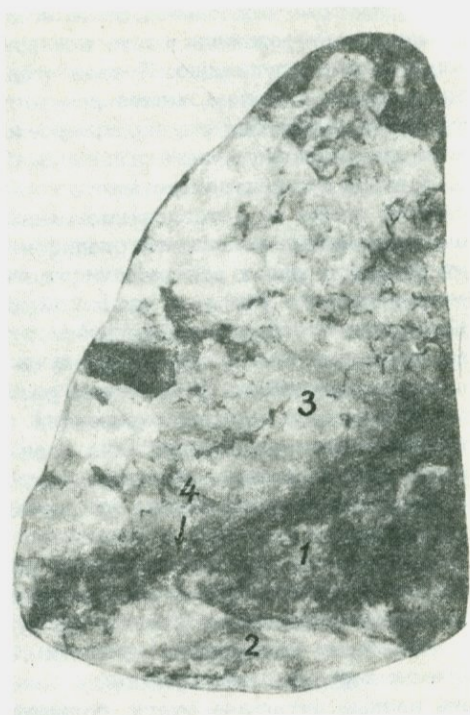


Фиг. 4. Жила брекчиевого строения. Обломки вмещающих пород (светлое) с каемкой крупнокристаллического касситерита цементированы сульфидами (в основном пирротинном). Месторождение Хрустальное. Штуф из жилы № 42. 1/2 н.в.

ные количества пирита по времени отложения предшествовали касситериту. А.Д. Шеглов [249] при описании особенностей формирования ртутно-сурьмяно-вольфрамовых месторождений Забайкалья отмечает, что на одних месторождениях (Барун-Шивенское) отложение основной массы ферберита происходило в первую стадию, на других (Ново-Ивановское) – во вторую стадию, а на третьих (Ново-Казачинское) минералы вольфрама, антимонита и киновари откладывались и в первую и во вторую стадии.

Положение еще более осложняется при интерпретации в рамках постагматической теории генезиса метасоматитов с сопутствующим (например, прожилково-вкрапленным) оруденением. Важнейшая генетическая особенность метасоматитов заключается, как известно, в сосуществовании ряда зон различного минерального состава и прогрессивном режиме развития, выражающемся в последовательном замещении минеральных новообразований внешних (фронтальных) зон более высокотемпературными парагенезисами внутренних (тыловых) зон [70, 99, 190]. Ясно, что в случае синхронного формирования метасоматитов и оруденения ассоциации рудных минералов

фиг. 5. Чередование ассоциаций. На обломке темноокрашенного кварца (1) с хлоритом и мелкой вкрапленностью арсенопирита и касситерита нарастает кальцит (2). Агрегаты кварца и кальцита имеют общий контакт с более поздней кварцевой жилой (3), приальбандовая оторочка которой сложена хлоритом и касситеритом (4). Месторождение Хрустальное. Штуф из жилы Диагональной. 1/4 н.в.



как составные части единой колонки, подчиняются общему прогрессивному режиму развития метасоматического процесса. Вследствие этого высокотемпературные ассоциации, приуроченные к внутренним зонам метасоматического ореола, накладываются на более низкотемпературные парагенезисы внешних зон, что существенно отличается строение и сам процесс формирования метасоматитов и жил выполнения. Другие различия этих гидротермальных образований, а также черты сходства между ними рассмотрены ниже.

Резкие различия минерально-химического состава идентичных стадий рудоотложения. Эти различия проявляются как в масштабе крупных рудных полей, так и в пределах одного месторождения. Например, при сравнении минерального состава отложений первой стадии минерализации на Хрустальном и Левицком месторождениях, с одной стороны, и Сидинском — с другой, устанавливается, что на первых двух отложения начальной стадии представлены существенно сульфидными рудами, состоящими из пирротина, пирита и сфалерита с подчиненным количеством галенита и халькопирита. Наряду с сульфидами в это же время в незначительных количествах отлагались кварц и касситерит. Во вторую стадию происходило отложение основной массы хлорита, кварца, касситерита и арсенопирита, продолжали отлагаться сфалерит, халькопирит и отчасти гале-

нит. Некоторые отклонения от этой схемы отмечены выше. На Силинском месторождении почти вся рудная минерализация сформировалась в первую стадию. Вторая стадия здесь представлена главным образом кварцем, менее распространены хлорит и кальцит. Из сульфидов присутствуют пирит, арсенопирит и минералы ртути; в очень малых количествах отлагался поздний касситерит [193].

В рудных телах одного месторождения состав одностадийных отложений также не остается постоянным. Например, указанный выше комплекс минералов первой стадии на Силинском месторождении развит только в жилах восточного участка. В жилах северного и особенно западного участков руды той же стадии сложены в основном сфалеритом и галенитом. Интересно, что характер вертикальной зональности при этом принципиально не меняется. Колчеданная минерализация при общем угнетенном развитии и здесь более широко представлена на верхних горизонтах. С глубиной неуклонно растет отношение цинка к свинцу, и на границе с лежащей ниже бессульфидной зоной сфалерит местами — единственный рудный минерал. В отложениях первой стадии на глубине касситерит практически отсутствует.

В последнем случае, т.е. когда различия в составе продуктов, идентичных по времени стадий минерализации, проявляются на отдельных месторождениях, значение этого факта особенно существенно. Для серии сближенных жильных тел, которыми обычно представлены оловорудные месторождения Сихотэ-Алиня, трудно предполагать разные питающие очаги, большой разрыв во времени минерализации соседних трещин, разные пути движения минерализующих растворов и т.д. Нельзя, по-видимому, рассматривать указанные различия как проявления горизонтальной температурной зональности в пределах всего месторождения, поскольку каждое из рудных тел (с постадийными отложениями) обладает своей собственной зональностью, не зависящей от общего плана распределения оруденения на более крупных объектах, составными частями которых они являются. В каждом из них существуют своеобразный центр минерализации с преимущественным развитием высокотемпературных ассоциаций и периферийные зоны, сложенные более низкотемпературными минеральными комплексами. Из приведенных данных также следует, что по преимущественному развитию отдельных минералов (например, касситерита) разновременные стадии иногда проявляют больше сходства, чем синхронные стадии минерализации.

Существование двух типов вертикальной минералогической зональности в метасоматитах и одностадийных отложениях жил выполнения. Описанные в литературе многочисленные примером метасоматической зональности показывают, что смена минеральных парагенезисов в горизонтальном направлении во всех случаях однотипна. Как правило, от периферии к центру или осевой части ореола изменяется пород происхождений закономерная смена низкотемпературных минеральных ассоциаций все более высокотемпературными с одновременным упрощением минерального состава внутренних зон вплоть

до образования мономинерального кварцевого "ядра". В силикатных породах общая тенденция метасоматических процессов проявляется в дифференцированном перераспределении компонентов с выносом во внешние зоны вначале щелочно-земельных элементов и железа, а затем щелочей и все большего накопления в центральных частях продуктов кислотного выщелачивания. Указанная принципиальная схема горизонтальной зональности характерна для всех метасоматических рудных тел и околожильных изменений.

Вместе с тем по восстанию рудных тел характер метасоматической зональности может быть различным. По этому признаку все метасоматические образования разделяются на две большие группы. В метасоматитах первой группы наблюдается зональность, при которой высокотемпературные минеральные ассоциации по восстанию сменяются все более низкотемпературными, а каждая внешняя в плане зона - в то же время и более верхняя, т.е. зоны замыкаются кверху. Такой порядок смены зон в пространстве можно назвать прямой зональностью или зональностью первого типа [197]. Метасоматиты с зональностью второго типа характеризуются обратным порядком смены минеральных ассоциаций в вертикальном разрезе, при котором замыкание внешних зон происходит не по восстанию, а на глубине. Обратной зональности метасоматитов подчинено распределение рудных ассоциаций: относительно высокотемпературные минералы (касситерит, вольфрамит и др.) тяготеют к верхним зонам метасоматического ореола, а более низкотемпературные (например, сульфиды) - к нижним зонам.

Зональность первого типа присуща всем крупным касситерит-сульфидным месторождениям, как в пределах Сихотэ-Алиня (фиг. 6-9), так и в других регионах (фиг. 10).

Ярко выраженной обратной зональностью обладает Янтарное оловорудное месторождение<sup>1</sup>, расположенное на севере Приморья (Арминский рудный район). Основное рудное тело на уровне современного среза (фиг. 11) представлено довольно мощной (до 10 м) зоной кварц-альбит-хлоритовых с биотитом в осевой части метасоматитов, содержащих гнезда, вкрапленность и прожилки касситерита. На глубине порядка двух десятков метров метасоматиты сменяются маломощной (0,2-0,4 м) сульфидной жилой, сложенной пирротинном, сфалеритом и халькопиритом. Эксплуатационными работами установлено, что вертикальная протяженность верхней зоны на некоторых участках не превышает 4-6 м.

Несколько иной вариант вертикальной зональности описан А.А. То-локом [223] на Октябрьском месторождении (Верхне-Уссурский рудный район). Один из рудных столбов имеет следующее строение (от центра к периферии): кварцево-слодистая зона с топазом и турмалином, кварцево-слодисто-хлоритовая и хлоритовая. На глубине

<sup>1</sup> Расположение Янтарного и других упоминаемых в тексте месторождений и рудопоявлений Сихотэ-Алиня, кроме объектов Кавалеровского и Фурмановского рудных районов, показано на фиг. 47.



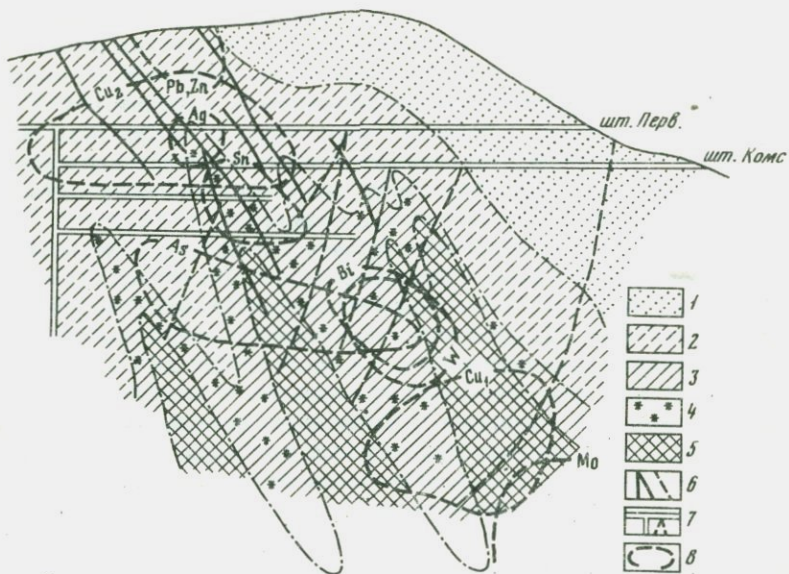


Рис. 6

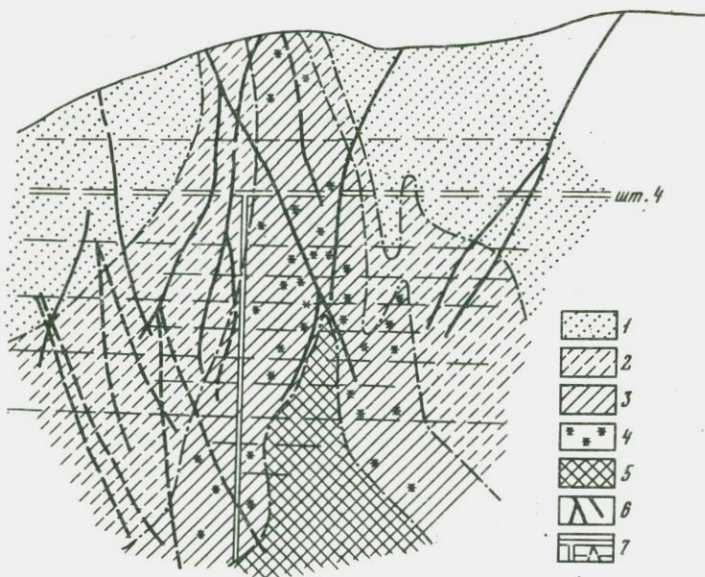


Рис. 7

20 м от поверхности рудный столб выклинивается. По падению наблюдается зональность, описанная выше, но зоны выражены слабее.

В соседнем регионе такого типа метасоматическая зональность установлена на Карадубском оловорудном месторождении (Хинганский рудный район). Как следует из фиг. 12, смена минеральных ассоциаций в плане аналогична описанной выше. В центральной части рудного тела развит топаз, сменяющийся к периферии турмалином, серицитом и хлоритом. Во всех зонах присутствует кварц, количество которого резко убывает к периферии. Касситерит развит преимущественно во внутренних и средних зонах, а сульфиды тяготеют к внешней (хлоритовой) зоне. В таком же порядке происходит смена минеральных ассоциаций по падению; самая нижняя зона представлена хлоритизированными породами. При групповом расположении рудных тел зональность около каждого из них индивидуализирована слабо и проявляется в пределах всей рудолокализирующей структуры (фиг. 13).

Аналогичная в принципе зональность описана В.Т. Покаловым [166] на Умальтинском молибденовом месторождении; автор отмечает, что подобная зональность свойственна всем молибденовым месторождениям грейзенового типа. Схема зональности, относимая нами ко второму типу, настолько широко проявлена в грейзеновых и других высокотемпературных месторождениях, что в некоторых работах она приводится в качестве стандартной схемы зональности грейзеновых тел [70].

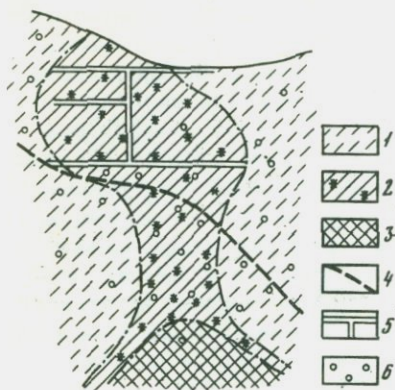
Зональность обоих типов нередко проявляется в близко расположенных объектах, например в пределах одного района и даже рудного поля. Так, все крупные оловорудные месторождения Кавалеровского района (Дубровское, Хрустальное и др.) характеризуются пря-

←  
Фиг. 6. Схема метасоматической зональности в поперечном разрезе Дубровского оловорудного месторождения

1-5 - зоны измененных пород: 1 - хлоритизации с эпидотом и актинолитом; 2 - хлоритизации и серицитизации; 3 - серицитизации и турмалинизации, местами преимущественной турмалинизации (4); 5 - биотитизации; 6 - основные рудные тела; 7 - горные выработки и скважины; 8 - центры (наиболее обогащенные участки) эндогенных ореолов металлов. Вмещающие породы - толща переслаивающихся алевролитов и песчаников, дайки фельзитов и дацитов

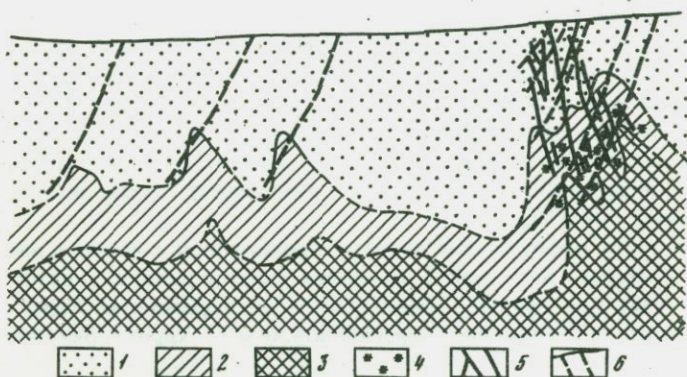
Фиг. 7. Схема метасоматической зональности в поперечном разрезе Хрустального оловорудного месторождения

1-5 - зоны измененных пород: 1 - пропилитовидных изменений (хлорит, гидрослюда, эпидот, кальцит), 2 - хлоритизации и серицитизации, 3 - серицитизации и турмалинизации (4), 5 - биотитизации; 6 - основные рудные тела; 7 - подземные горные выработки и скважины. Вмещающие породы - толща тонкопереслаивающихся алевролитов и песчаников



Фиг. 8. Схема метасоматической зональности на Нижнем оловорудном месторождении (продольный разрез)

1-4 - зоны измененных пород: 1 - пропилитовидных изменений (хлорит, эпидот, карбонаты), 2 - хлорит-серицит-турмалиновых метасоматитов, 3 - биотититы, 4 - граница раздела вулканогенных пород среднего состава с подстилающими терригенными породами, 5 - подземные горные выработки, 6 - скважины



Фиг. 9. Поперечный разрез через Арсеньевское месторождение (по данным Ю.Н. Размахнина с дополнениями автора)

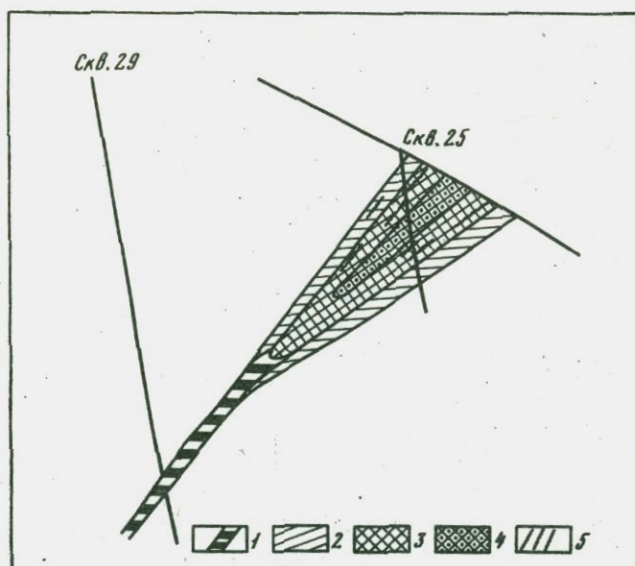
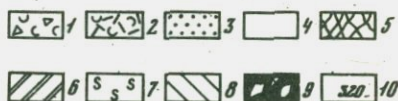
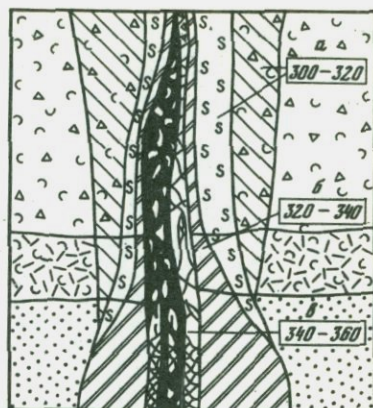
1-3 - зоны измененных пород: 1 - пропилитизации (хлорит, эпидот, карбонаты, серицит); 2 - преимущественной серицитизации и окварцевания; 3 - биотитизации и турмалинизации (4), проявленной в верхней части зоны; 5 - основные рудные тела; 6 - скважины. Вмещающие породы - переслаивающиеся алевролиты и песчаники

мой вертикальной зональностью метасоматитов (фиг. 6-9), а большинство мелких месторождений и рудопроявлений (Перевальное, Новогорское, Темногорское, Ивановское и др.) обратной зональностью. Показательно в этом отношении Смирновское рудное поле (Верхне-Уссурский рудный район), где рудные тела основной жильной свиты (фиг. 14) с касситерит-сульфидной минерализацией имеют прямую зональность, а грейзены северо-западного фланга месторождения - обратную. Еще более тесным совмещением контрастно выраженной разнотипной зональности характеризуется Силинское месторожде-

Фиг. 10. Схематический вертикальный разрез оловорудной зоны Комсомольского рудного района [135]

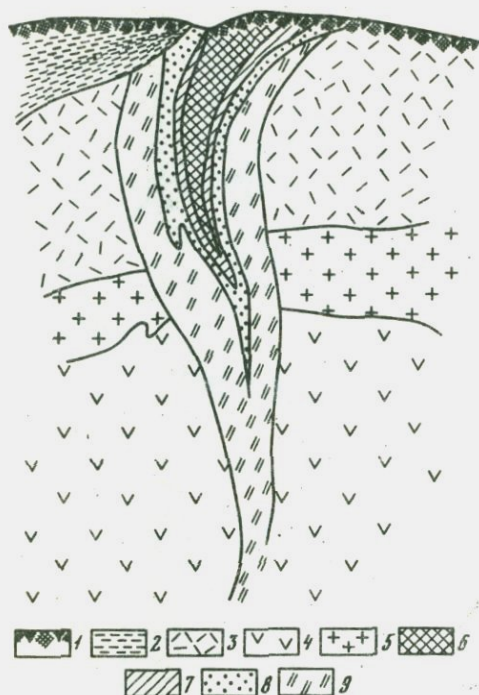
1-3 - вмещающие породы:

1 - порфириды, 2 - туфы и лавобрекчи порфиритов и кварцевых порфиритов, 3 - песчаники; 4-8 - метасоматиты: 4 - турмалиниты, 5 - кварцевые турмалиниты, 6 - кварц-серицитовые, 7 - карбонат-хлорит-серицитовые, 8 - альбит-эпидот-хлоритовые; 9 - жильный кварц с обломками кварц-турмалиновых метасоматитов; 10 - температуры образования пород рудной зоны: а - пропилитов, б - кварц-серицитовых метасоматитов, в - кварцевых турмалинитов



Фиг. 11. Поперечный разрез через одну из рудных зон Янтарного оловорудного месторождения (по А.К. Лариошкину)

1 - окисленная сульфидная жила, 2 - прожилковая хлоритизация, 3 - кварц-альбит-хлоритовые метасоматиты с касситеритом, 4 - то же, с биотитом, 5 - кварц-касситеритовые прожилки. Вмещающие породы - дацитовые порфириды и их туфы



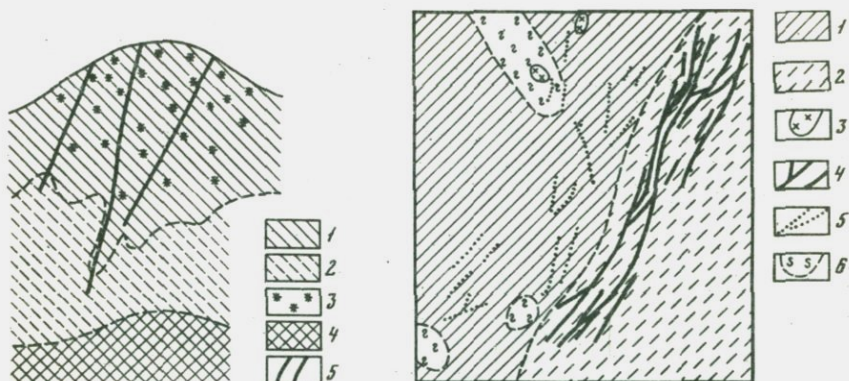
Фиг. 12. Разрез через рудную зону карадубского оловянного месторождения [197]

1 - делювий; 2-5 - вмещающие породы: 2 - пелитовые туфы, 3 - кислые эффузивы, 4 - лавобрекчии порфиритов, 5 - кварцевые порфиры интрузивного облика; 6-9 - породы рудной зоны; 6 - кварц-топазовые метасоматиты, 7 - кварц-топаз-турмалиновые, 8 - кварц-серицитовые, 9 - хлоритизированные породы

ние. На сравнительно коротких (100-150 м) вертикальных интервалах минеральный состав отложений первой стадии здесь резко меняется от существенно сульфидного в верхних частях рудных тел до силикатно-кварцевого с касситеритом на глубине (фиг. 15-18). Распределение рудных ассоциаций в жилах позднего кварца обратное: касситерит тяготеет к верхним горизонтам, а киноварь и другие сульфиды отмечаются только на средних и нижних горизонтах.

Известная автономность и бескорневое строение рудо локализуемых структур. Накопленный опыт изучения закономерностей размещения эндогенных месторождений показывает, что подавляющее большинство их располагается в пределах наиболее мобильных участков земной коры, с резко неоднородным строением, обилием различных аномалий пликативных структур и крупными разрывными нарушениями. Обычно они приурочены к стыкам различных структурно-фациальных зон, имеющим линейно-вытянутые очертания, что определяет поясовое размещение месторождений; рудных полей и более крупных металлогенических подразделений.

Распределение оруденения в пределах зон контролируют самые разнообразные структурно-литологические элементы: изгибы в плане и ундуляция пликативных структур, участки пересечения их с крупными разломами, пачки и прослои пород с благоприятными физико-механическими и химическими свойствами и т.д. Большое рудоконтролирующее значение имеют крупные дизъюнктивные нарушения



Фиг. 13. Схема вертикальной метасоматической зональности на Лысогорском оловорудном месторождении (по В.А. Пахомову)

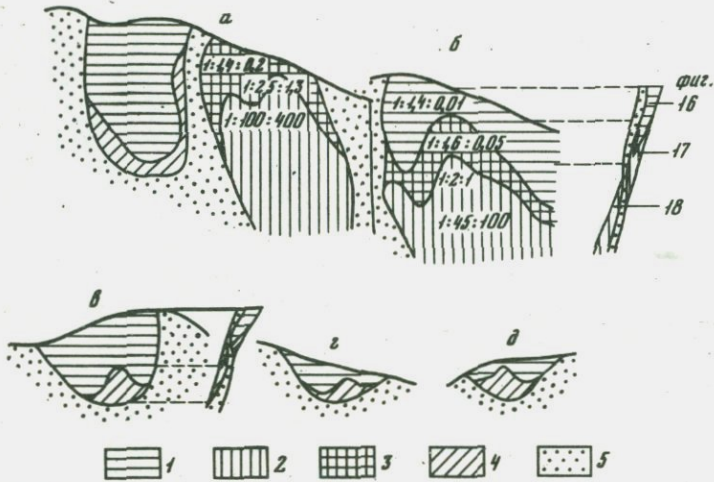
1-3 - локальные метасоматиты: 1 - карбонат-кварц-хлорит-серицитовые, 2 - кварц-карбонат-эпидот-хлоритовые, 3 - турмалинизация; 4 - биотититы регионального распространения; 5 - рудные тела. Вмещающие породы - порфириды и их туфы

Фиг. 14. Схема горизонтальной зональности оруденения на Смирновском оловянно-полиметаллическом месторождении [228]

1 - биотитизированные породы (песчаники с редкими прослоями алевролитов); 2 - пропилитизированные породы (глинистые сланцы и алевролиты с прослоями песчаников); 3 - штоки гранодиоритов и кварцевых диоритов; 4 - рудные тела участка основной жильной свиты; 5 - жильные тела грейзенного типа с топазом, мусковитом, турмалином, вольфрамитом и касситеритом; 6 - нечеткие зоны грейзенизации

различных порядков. С региональными нарушениями связывается формирование нескольких рудных поясов с идентичным оруденением, а с более мелкими - положение рудных районов, полей и отдельных месторождений.

Вместе с тем при детальном геолого-съёмочных и разведочных работах устанавливается, что оруденение развивается не в самих крупных нарушениях, а в сравнительно мелких зонах трещиноватости. Трещины или в общем случае ослабленные зоны, вмещающие оруденение, не обнаруживают с региональными нарушениями непосредственной связи в виде сочленения, взаимопереходов или совмещения в сколько-нибудь значительных масштабах. Косвенным подтверждением самостоятельного развития рудовмещающих трещинных зон может служить почти полная стерильность в отношении рудной минерализации протяженных большеамплитудных разломов и других



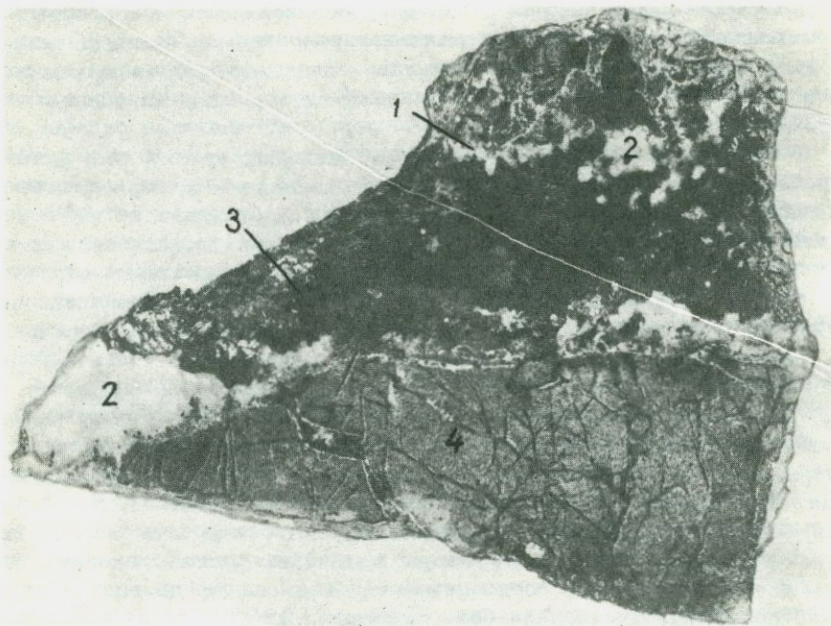
Фиг. 15. Распределение минеральных ассоциаций в рудных телах Силинского оловянно-полиметаллического месторождения

1 - полиметаллические и колчеданно-полиметаллические руды (галенит, сфалерит, халькопирит, сульфиды железа); 2 - бессульфидные оловянные руды (кварц, хлорит, касситерит); 3 - комплексные оловянно-полиметаллические руды; 4 - участки жильных тел, сложенные ранним безрудным кварцем; 5 - участки, сложенные поздним кварцем. Жилы: а - Балаганная, б - Безымянная (западный фланг), в - Главная, г - Дорожная, д - Пятая. Указаны соотношения содержания свинца, цинка и олова на разных горизонтах оловяносных жил (см. ниже фиг. 16-18 - фотографии штуфов, иллюстрирующие внутреннее строение рудных тел, кроме позднего кварца)



Фиг. 16. Строение оловяносных жил Силинского месторождения на верхних горизонтах

Призальбандовые оторочки сложены кварцем и хлоритом с редкой мелкой вкрапленностью касситерита, внутренние зоны - сфалеритом (темное) и в различной степени дисульфидированным пирротинном, содержащим мелкие гнезда и вкрапленность халькопирита. Жила Безымянная. 1/2 н.в.



Фиг. 17. Симметрично-полосчатое строение рудной жилы

1 - призальбандовые хлорит-касситеритовые оторочки, 2 - кварц, 3 - сфалерит, 4 - вмещающая порода (алевропесчаник). Такое же строение имеет более мелкий прожилок. Силинское месторождение. Штуф из жилы Безымянной. 1/4 н.в.



Фиг. 18. Крупное зерно шеелита, окаймленное оторочкой хлорита с редкой вкрапленностью касситерита, в жиле раннего оловоносного кварца. На контакте с вмещающей породой каемка хлорита и касситерита. Силинское месторождение. Штуф из жилы Балаганной. 1/2 н.в.



нарушений, которые можно считать рудоподводящими или рудораспределяющими каналами. В этих разломах гидротермальная минерализация, чаще всего безрудная, отмечается лишь на отдельных коротких интервалах, обычно в местах изгибов, разобленных большими сбросами.

Многолетний личный опыт разведки жильных рудных тел, в том числе весьма крупных, показал, что с окончанием минерализации в данном месте немедленно выклинивается и вмещающая ее трещина, не имеющая непосредственного продолжения как на флангах, так и на глубине. В целом характер взаимоотношения указанных структурных элементов можно выразить так: чем мельче металлогенические объекты и детальнее проводится их изучение, тем менее отчетливо становится их связь с конкретными нарушениями более крупных порядков.

Многие гидротермальные месторождения в настоящее время отработаны и тем более разведаны до самых нижних горизонтов, но нигде еще не были установлены и описаны под конкретными рудными телами конкретные рудоподводящие каналы [9, 220]. По этой причине некоторые геологи склонны отрицать гидротермальный генезис изучаемых ими месторождений, хотя их предшественники, изучавшие более высокие горизонты, гидротермальную природу этих месторождений признавали безоговорочно [233]. Показателем того, что бескорневое строение рудных тел рассматривается в настоящее время как обычное или по крайней мере распространенное явление, может служить введение в геологическую литературу понятия о "повешенных" рудолокализирующих гидротермальных системах [157, 171, 189].

Насыщенность рудных полей жилами альпийского типа. В пределах каждого рудного поля, где оруденение локализуется в трещинных зонах, наряду с основными жильными телами, вмещающими подавляющую массу руд, всегда имеются второстепенные и более мелкие жилы, не соединенные с главными рудолокализирующими трещинами. Кроме того, на всей площади рудного поля и на разных уровнях широко развиты мелкие и мельчайшие рудные жилки, зонки и "просечки" качественно того же состава и генезиса, что и основные рудные тела. Согласно положениям постагматической теории, для каждой из них следует предполагать наличие проводника, соединяющего ее с основной рудоконтролирующей структурой или непосредственно с рудогенерирующим очагом, чего в действительности не наблюдается. Более того, отсутствие геологически документированных следов взаимодействия минералообразующих растворов с вмещающими породами на нижних подступах к жильным телам и над ними (за пределами ореола окolorудных изменений) послужило основой для развития представлений о существовании замкнутых конвективных систем гидротермального рудообразования [41, 247].

Морфогенетические различия рудолокализирующих трещинных структур. По совокупности признаков часть из них однозначно документируется как трещины скола, формирующиеся в обстановке сжатия,

а другие представляют собой сочетание контракционных трещин отрыва. Типичные представители последних – штокверки, обычно вмещающие высокотемпературную минерализацию. Значение этого факта тем более важно, что структуры того и другого генетических типов нередко развиваются в пределах одного рудного поля и даже месторождения. В качестве примера можно привести Смирновское месторождение (фиг. 14), где касситерит-сульфидное оруденение локализуется в пределах так называемой основной жильной свиты, представленной серией протяженных трещин скола субмеридионального простирания, а грейзеновая минерализация, развитая на северо-западном фланге месторождения, приурочена к разноориентированным и сравнительно коротким трещинам и штокверковым зонам [228].

Интрарудный возраст гранитоидов. По геологическим наблюдениям и данным абсолютной геохронометрии выявляются два возрастных интервала развития гидротермального оруденения, разделенных периодом образования гранитов. В ряде рудных районов наряду с "обычной" послегранитной минерализацией, четко выступающей как наложенный процесс по отношению к телам гранитоидов и вмещающим их метаморфизованным породам, устанавливается наличие и более ранней (догранитной) минерализации [15, 75, 274]. Однозначность возрастного положения оруденения в этом случае определяется по совокупности таких признаков, как "срезание" рудных тел контактами интрузивов, метаморфизм руд, мобилизация и перераспределение рудного вещества.

Значительный возрастной разрыв в формировании соседних месторождений и рудопроявлений. По результатам определений абсолютного возраста иногда устанавливаются весьма существенные различия в относительном возрасте оруденения близко расположенных друг к другу месторождений и рудопроявлений. При общем диапазоне абсолютных возрастов от 46 до 92 млн. лет, возрастной разрыв составляет 15–20 млн. лет [138, 139]. Обращает внимание то, что указанный разрыв выдерживается как для сравнительно древней пары или группы жильных месторождений, так и для молодых, сохраняя то же значение в разных регионах [26, 77, 97].

К обсуждению перечисленных и некоторых других особенностей генезиса гидротермального оруденения, трудно объяснимых с позиции постмагматической теории, мы еще вернемся. Здесь же только в общем виде отметим, что большей части указанных несоответствий и противоречий между геологическими данными и теоретическими представлениями можно было бы избежать, если бы наряду с магматизмом в связи с проблемой генезиса гидротермального оруденения должное внимание уделялось также процессам метаморфизма.

Однако в металлогенических построениях, базирующихся на положениях постмагматической теории, роль метаморфизма, по существу, не учитывается. В лучшем случае он рассматривается как фактор, вызывающий перекристаллизацию руд иногда с затушевыва-

нием околорудных изменений вмещающих пород на месторождениях догранитного возраста [27, 72, 184].

Вместе с тем многие отечественные и зарубежные геологи на основании изучения различных эндогенных месторождений, особенно в последние годы, приходят к выводу о существенной и даже решающей роли метаморфизма в их формировании [29, 31, 54-56, 81, 105, 262, 272]. В частности, одним из важных признаков связи оруденения с метаморфизмом большинство упомянутых авторов и другие исследователи считают существование фациальной зависимости минерально-химического состава руд и локальной минерализации в целом от степени и типа метаморфизма вмещающих пород, отражающей дифференциальную подвижность рудогенных элементов при метаморфизме [31, 36, 268, 284]. Так, С.Н. Иванов [81] отмечает, что наблюдаемая зависимость между региональными и локальными изменениями вулканогенных толщ, вмещающих колчеданные месторождения, не случайна и между ними существует генетическая связь. Околорудные изменения следует рассматривать как крайнее проявление регионального метаморфизма. Эта зависимость выражается также в подчиненном метаморфической зональности распределении различных типов оруденения [25, 36, 121] и температурных условий образования месторождений [96]. Ниже на примере оловорудных месторождений показано, что подчиненность гидротермальной минерализации метаморфизму вмещающих пород характерна не только для крупных металлогенических подразделений, а проявляется и в отдельных рудных телах (распределение рудных и жильных ассоциаций, минеральных форм олова, строение эндогенных ореолов, положение нижней границы распространения оруденения и другие признаки).

Представления о метаморфическом происхождении гидротермального оруденения выдвигали некоторые геологи еще в более ранние годы [54, 260, 269, 276, 281].

Основные положения метаморфогенной концепции рудообразования наиболее полно сформулированы в работах Н.Г. Судовикова [213-215] и Я.Н. Белевцева [12-14]. Сущность данной концепции заключается в признании не магматической, а главным образом метаморфической природы рудообразующих растворов. Водный фронт формируется в результате метаморфических реакций, протекающих с освобождением воды, углекислоты и других летучих компонентов. Метаморфизм, охватывающий громадные объемы пород, сопровождается выделением огромного количества растворов, во много раз превышающего объемы интрузивных пород во всех известных складчатых областях. Растворы, возникшие в процессе метаморфизма, при своем движении обогащаются рудными компонентами, заимствованными из гранитизированных и других метаморфизованных пород. Движение растворов в области пониженных давлений и температур в прогрессивный этап метаморфизма все время поддерживается в связи с повышением температуры. Локальные интрузии нарушают расположение геотермической поверхности, создают крутые перепа-

ды температуры и таким образом подчиняют движение растворов своему тепловому воздействию [215].

Рудообразующая роль отжатых поровых растворов подчеркивается в работах А.И. Германова, А.М. Овчинникова, А.И. Тугаринова, Ю.В. Богданова, В.С. Домарева, А.А. Саукова, К.М. Феодотьева, А.М. Блоха и др. Об источнике растворов еще более определенное мнение высказал Д.С. Коржинский [99], считающий, что в природе нет специализированных рудоносных растворов, отличных от растворов, производящих метасоматоз и метаморфизм горных пород.

Данные представления в последние годы подтверждены многочисленными работами по изучению химизма эндогенных процессов и результатами лабораторных исследований по моделированию этих процессов, которые показали, что изменение температуры и других физико-химических условий в природных или имитирующих их экспериментальных системах сопровождается мобилизацией и перераспределением вещества, в том числе рудных компонентов.

Л.Н. Овчинников [146], обобщая результаты определенного этапа экспериментальных исследований по извлечению металлов из горных пород водой или водяным паром, пришел к выводу, что проблемы источника и транспортера металлов при образовании месторождений разного генезиса не существует. Нет, по его мнению, в общем виде и предмета дискуссии между неонептунистами и неоплутонистами, так как можно спорить об источнике металлов, путях их переноса и механизме концентрации только в связи с образованием того или иного конкретного месторождения.

Представление о полигенной природе рудного вещества эндогенных месторождений – в настоящее время наиболее утвердившееся среди советских геологов [47, 147, 204, 226, 244, 250]. Как уже отмечалось, обсуждаются в основном три концепции гидротермального рудообразования, опирающиеся на достаточно объективные исходные положения и фактические данные.

Наметившееся таким образом расширение взглядов на генезис гидротермального оруденения несомненно сыграет свою положительную роль, поскольку это освобождает науку от монополизма постагматической теории и дает простор для развития других направлений. Однако излишнее увлечение идеей полигенности может иметь со временем и отрицательные последствия, так как не будет способствовать концентрации усилий для поиска обобщающей модели гидротермального рудогенезиса. Необходимость разработки такой модели вытекает из того, что наряду с существенными, подчас морфологическими, вещественными и другими различиями между отдельными типами гидротермальных месторождений, они имеют гораздо больше общих черт. Кроме признаков явного участия в их формировании гидротермальных растворов и привноса рудного вещества извне, единство генезиса всех месторождений и рудопроявлений этого класса подтверждается сопоставимыми температурными условиями образования, наличием эндогенных ореолов, развитием локальных метасоматитов, бескорневым строением рудных тел.

Анализ аргументов за и против возможной связи оруденения с тем или иным эндогенным процессом (степень объективности исходных посылок, согласованность базирующихся на них моделей рудообразования с известными положениями петрологии и геохимии и самое главное – разрешающая способность этих моделей) в интерпретации всей совокупности накопленных фактических данных о строении и условиях образования месторождений дает основание полагать, что решение проблемы гидротермального рудогенеза следует искать в области метаморфизма. Предпочтительность данного направления определяется прежде всего общностью явлений, сопровождающих указанные процессы, отличающихся в основном лишь своими масштабами, а также тем, что метаморфизм, будучи распространен весьма широко, сочетает в себе все необходимые для рудообразования предпосылки.

Ингредиентами метаморфизма, как известно, являются: разогрев, обезвоживание, структурная перестройка, перекристаллизация и минеральные преобразования пород, миграция петрогенных и рудных элементов. Обезвоживание громадных масс горных пород обуславливает возникновение во внешних зонах метаморфизма гидротермального "фронта". Перераспределение петрогенных элементов между большими объемами пород означает, что метаморфизм, по существу, представляет собой региональный метасоматоз, высшая ступень которого – автохтонное гранитообразование. Неизохимичность метаморфизма в отношении рудных элементов позволяет рассматривать этот процесс как возможный фактор эндогенного рудообразования.

Большинство исследователей, в том или ином варианте придерживающихся мобилизационной концепции, реальную возможность рудообразования обычно связывают с первичным или во всяком случае с предшествующим обогащением непосредственно вмещающих или подстилающих толщ металлами, накапливающимися в рудных телах. Идея о заимствовании рудообразующими агентами металлов из окружающих пород постоянно обсуждается в геологической литературе, начиная со времени распространения латераль-секреционной концепции. Особенно широкое развитие она получила в последние десятилетия в связи с интенсивными Геохимическими исследованиями.

Накопившиеся за этот период материалы по их содержанию и способам интерпретации можно разделить на несколько групп. Прежде всего в качестве исходной предпосылки отмечается различная степень предшествующей обогащенности горных пород рудообразующими компонентами: от единиц и десятков кларков и рассеянной минерализации до ранее существовавших месторождений. Крайним выражением этого направления является известная концепция г. Шнейдерхена [248] о регенерированных месторождениях. В обобщенном виде представление о геохимических аномалиях как потенциальных областях питания сформулировано в виде положения о микрорудных формациях [211], а в более широком плане – концепции о металлогенических провинциях [225].

В ряде работ проводится мысль о геохимической унаследованности участков земной коры, начиная от сингенетичного накопления к метаморфизму, магматизму и кончая процессом рудогенеза. Причем в зависимости от занимаемых авторами позиций по проблеме генезиса оруденения и геологических условий районов исследований роль собственно рудогенерирующего процесса отводится разным этапам эндогенного процесса. Одни считают, что рудоотложение происходит одновременно с мобилизацией металлов при прогрессивном метаморфизме на всех его ступенях, включая гранитизационную дифференциацию. По мнению других, рудообразование происходит главным образом в регрессивный этап или при повторном метаморфизме. Третьи рассматривают наличие геохимической аномалии как причину обогащения соответствующими металлами формирующихся здесь плутонических пород и последующей специализации постмагматических растворов. В частности, А.П. Никольский [144] считает, что приуроченность большинства оловорудных месторождений к флишеидным толщам вызвана их первичной геохимической специализацией на олово, определяющей в дальнейшем металлогеническую специализацию гранитоидов и формирование оловянного оруденения.

Данная концепция подкупает тем, что позволяет объяснить наблюдаемую сопряженность рудных и геохимических провинций и вместе с тем однозначно, на первый взгляд, решить проблему источника рудного вещества. Однако эта концепция при кажущейся согласованности содержит дискуссионные положения, а некоторые из них находятся в противоречии с известными фактами. Так, при допущении возможности рудообразования только при наличии предварительно обогащенных металлами пород автоматически подразумевается, что при нормальном содержании в породах рудообразующих элементов они мобилизации и перемещению не подвергаются. Не говоря об отсутствии аргументации этого положения, неясно, какую степень обогащения следует считать необходимой и достаточной, начиная с которой процесс мобилизации и затем рудообразования мог бы осуществляться.

Далее, при интерпретации геохимических аномалий как источников металлов необходимо показать, что аномалии сингенетичны породам или во всяком случае возникли до начала рудообразующего процесса, а не обусловлены тем же процессом. Особенно важна такого рода аргументация при интерпретации генезиса полиметалльных месторождений, так как геохимическая предистория слагающих их рудных элементов могла быть резко различной. В качестве иллюстрации напомним общеизвестные различия поведения в гипергенных условиях (зоне окисления) таких обычных спутников в сульфидно-полиметаллических месторождениях, как свинец, цинк и медь. Свинец практически полностью остается на месте, меняя только минеральную форму, цинк нацело выносится и рассеивается, а медь частично мигрирует, формируя зону вторичного сульфидного обогащения [206]. Гидротермальные месторождения неизменно сопровождаются эндогенными ореолами, обычно представленными весьма широким

комплексом явно привнесенных металлов, независимо от рудной спецификации самих месторождений. Поэтому приведенные выше замечания относятся в равной степени к полиметалльным и монометалльным месторождениям.

Объективным подтверждением приемлемости представлений о заимствовании рудных элементов из окружающих пород могли бы служить результаты геохимического изучения идентичных, а еще лучше — одних и тех же толщ в зонах воздействия эндогенных процессов и за их пределами, где породы пребывают в исходном или близком к нему состоянии. При этом, если выявляется, что там и здесь породы примерно в равной степени геохимически специализированы, то их интерпретацию в качестве источника металлов с учетом приведенных выше замечаний можно считать приемлемой. Однако данный корректный геохимический анализ в работах сторонников мобилизационной концепции, как правило, не приводится.

Фактически остался вне поля зрения и такой важный аспект, как доказательство существования зон выноса, необходимость в которых логически вытекает из основных положений данной концепции, особенно в том ее варианте, когда предполагают, что источником металлов служат непосредственно вмещающие породы. В связи с этим не лишне напомнить о другой, в определенном смысле альтернативной мобилизационной концепции, базирующейся на представлении о так называемой негативной геохимической специализации пород в отношении тех элементов, которые в ходе метаморфической [91, 161] или постмагматической мобилизации [11, 17] были израсходованы на образование месторождений. Но даже при обнаружении во вмещающих породах пониженного содержания профилирующих рудных элементов вопрос однозначно не решается. Для объективного толкования Генезиса оруденения необходимо иметь уверенность, что этот дефицит возник именно в результате выщелачивания металлов из пород, а не каким-либо другим путем, например, за счет недонасыщения ими пород вследствие дренирующего воздействия трещинных зон (будущих рудных тел), вовлекающих в локальную фильтрацию основную массу восходящих (или нисходящих) растворов.

В одной из своих работ К.В. Краускопф [105], резюмируя состояние данной проблемы, отмечает два достаточно четко наметившихся подхода к ее решению: 1) скопление месторождений какого-либо металла (металлогеническая провинция) рассматривается как показатель избытка этого металла в данном участке земли (коре и мантии) и одновременно считается, что любой процесс рудообразования должен привести к концентрации именно этого металла, а не какого-либо другого; 2) средний состав коры и мантии предполагается нормальным, а преимущественная концентрация металла объясняется особенностями процесса дифференциации. Возможность двух таких толкований, по его мнению, определяет меру нашей несведомленности, с чем нельзя не согласиться.

Метаморфогенная концепция, несмотря на определенную объективность исходных положений, еще не получила широкого признания, а

некоторые геологи относятся к ней весьма критически, считая, что вопросы гидротермального рудообразования рассматриваются ее сторонниками в отрыве от фактических данных [40]. Эта концепция во многих отношениях действительно еще далека от совершенства, поскольку нерешенным остается ряд важных вопросов. Роль метаморфизма в качестве генератора оруденения оценивается в настоящее время главным образом на основе общих предпосылок. Более конкретная модель метаморфогенного рудообразования разработана еще очень слабо. Не расшифрован механизм, преобразующий фоновую (объемную) фильтрацию растворов в струйчатую и локализирующий рудное вещество в виде минеральных тел, не выяснены особенности или типы связи оруденения с метаморфизмом для месторождений различных формационных групп и соответствующих геологических условий.

Таким образом, современное состояние проблемы гидротермального рудообразования можно охарактеризовать как новое оживление дискуссии, в которой основное внимание привлекают вопросы происхождения растворов и источника металлов для месторождений различных типов.

Отмеченные выше особенности генезиса гидротермального оруденения, трудно объяснимые с позиций постмагматической теории, в полной мере относятся и к оловорудным месторождениям Сихотэ-Алиня, на примере которых, кстати, иллюстрирована большая часть этих особенностей. Поэтому представляется целесообразной попытка интерпретации генезиса указанных типичных представителей гидротермальных месторождений с других позиций. В качестве основных объектов исследования взяты Фурмановский и Кавадеровский рудные районы, составляющие южную часть главной (Восточно-Сихотэ-Алинской) оловоносной зоны Приморья [154].



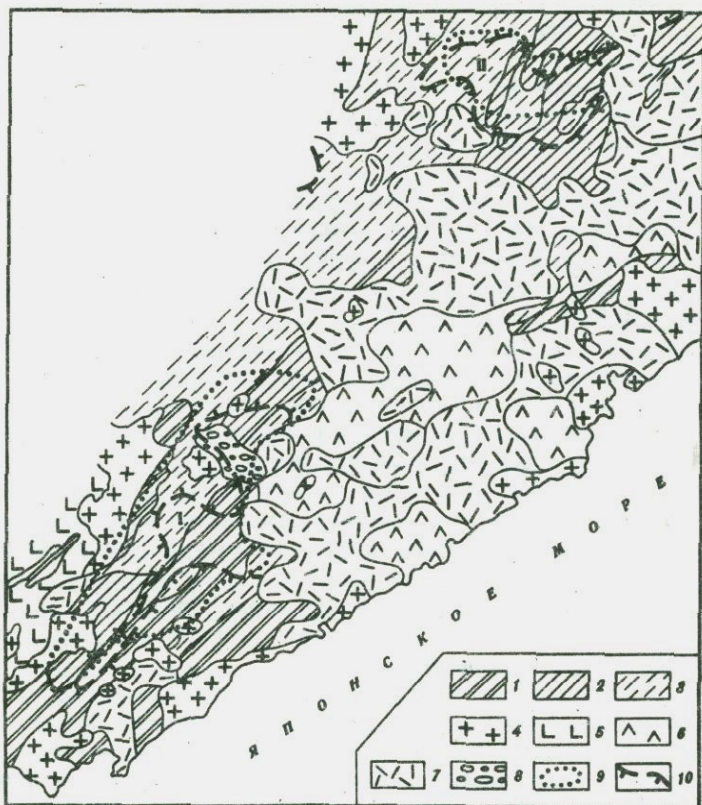
## ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИИ РАЙОНОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

Фурмановский и Кавалеровский рудные районы располагаются в пределах Главного синклинория Сихотэ-Алиня, но пространственно они значительно удалены друг от друга (фиг. 19). Вследствие этого в геологическом строении и металлогении районов проявляются как черты сходства, обусловленные их приуроченностью к единой структурно-фациальной зоне, так и существенные различия, отражающие неоднородность ее внутреннего строения.

Фурмановский район занимает южную часть синклинория, располагается в месте сочленения двух сравнительно древних структурно-фациальных зон региона — Главного антиклинория и Прибрежного поднятия. Территория района на уровне современного эрозионного среза в своей большей части сложена осадочными и вулканогенно-осадочными породами верхнепалеозойского возраста. Мезозойские отложения выполняют узкий, выклинивающийся к югу геосинклинальный трог Главного синклинория и ряд разобобщенных прогибов в пределах Прибрежного поднятия. К северу полоса мезозойских пород значительно расширяется, отражая общее погружение в этом направлении складчатых сооружений нижнего структурного этапа. Верхний структурный этаж сложен верхнемеловыми вулканогенными образованиями, которые занимают всю северо-восточную часть района, где начинается Восточно-Сихотэ-Алинский вулканогенный пояс.

В пределах Главного антиклинория и Прибрежного поднятия обнаружены крупные массивы гранитоидных пород, вместе с сергеевскими габброидами образующие почти непрерывную широкую полосу, обрамляющую всю южную часть района. Гравиметрическими исследованиями на площади выхода мезозойских образований, относящихся к Главному синклинорию, устанавливаются крупные нескрытые гранитоидные плутоны, которые, распространяясь от Главного антиклинория, почти достигают Прибрежного антиклинального поднятия.

Широкое развитие процессов гранитообразования сопровождается интенсивным метаморфизмом вмещающих пород. Терригенные отложения и вулканы среднего состава на большей части территории в пределах синклинория подверглись биотитизации и ороговикованию. На уровне современного эрозионного среза эти процессы проявляются двояко: в виде локальных ореолов ороговикования, обрамляющих отдельные мелкие массивы и штоки гранитоидов, и в виде обширных полей биотитизации, развивающейся вне видимой связи с выходами гранитов. Наиболее крупные поля с устойчиво высокой степенью метаморфизма располагаются над скрытыми гранитными плутонами.



Фиг. 19. Схема геологического строения юго-восточной части Приморья [43]

1 - палеозойские (С-Р<sub>1</sub>), реже (S-D) осадочные и вулканогенно-осадочные породы; 2-3 - мезозойские преимущественно терригенные породы: 2 - триас-юрские, 3 - нижнемеловые; 4 - верхнемеловые интрузивные породы кислого и среднего состава; 5 - габброиды и амфиболиты (Pz<sub>1</sub>); 6 - верхнемеловые и палеогеновые эффузивы среднего и основного состава; 7 - верхнемеловые и палеогеновые эффузивы кислого состава; 8 - рыхлые древнечетвертичные отложения; 9 - площади, охваченные геохимическими исследованиями; 10 - примерное положение границы биотитизации (среди терригенных пород); I - Фурмановский рудный район (центральная часть), II - Кавалеровский рудный район (центральная часть).

В зоне Главного антиклинория (западная часть района) метаморфизм проявлен еще сильнее. Характерная для синклинория пестрая перемежаемость измененности пород здесь не наблюдается: терригенные толщи повсеместно ороговикованы и биотитизированы, местами они приобретают гнейсовидный облик из-за появления вторич-

ной сланцеватости; характерно присутствие новообразованного граната. Силлы, дайки и прослои основных вулканитов превращены в амфиболиты.

Глубинное строение Фурмановского района характеризуется сокращенной мощностью сиалической коры. Если выходы палеозойских пород, обрамляющие Главный сиклинорий, смыкаются в самой южной части района, то следующая ступень погружения фундамента, по данным гравиметрии, находится значительно севернее, совпадает с резким расширением полосы верхнемезозойских отложений. Таким образом, большая часть района располагается над скрытым выступом фундамента и оказывается значительно приподнятой и соответственно более глубоко эродированной.

Кавалеровский рудный район, по крайней мере его центральная часть, расположен значительно севернее описываемой территории и имеет свои особенности геологического строения. Надежно датированные палеозойские отложения на площади развития основной оловянной минерализации не устанавливаются [43]. На данной широте они известны только значительно западнее, уже в пределах Главного антиклинория. Большая часть территории района находится в зоне Главного сиклинория, сложена нижнемеловыми и отчасти юрскими терригенными породами, среди которых в горстантиклинальных поднятиях выступают разобщенные блоки верхнетриасовых пород. К востоку, с переходом в область Прибрежного поднятия, роль триасовых отложений заметно возрастает.

Несравненно меньше в Кавалеровском районе развиты интрузивные магматические образования. В основном это мелкие штоки, трещинные тела или эродированные вулканические аппараты. Среди гранитоидов преобладают породы повышенной основности и щелочности: гранодиориты, гранит-порфиры, граносиениты и др. Весьма широко развиты дайки, причем по сравнению с предыдущим районом здесь значительно большая доля приходится на дайки средних и основных пород.

По степени метаморфизма Кавалеровский район также резко уступает Фурмановскому: высшая степень метаморфизма на площади, охватывающей все промышленные оловорудные месторождения, обычно не превышает стадии начальной биотитизации. Исключение составляют узкие приконтактные зоны роговиков, окаймляющие штоки гранитоидов и так называемые подрудные биотититы, выявленные в последнее время на глубоких горизонтах крупных касситерит-сульфидных месторождений. По данным гравиметрии, южная граница района совпадает с резким субширотным уступом фундамента [111], а площадь развития наиболее продуктивного оруденения также имеет блоковое строение, но без значительных амплитуд. Наличие вблизи поверхности скрытых Гранитоидных массивов Гравиметрией не фиксируется.

Таким образом, по совокупности указанных признаков Кавалеровский рудный район в сравнении с Фурмановским отчетливо вырисовывается как менее глубинный блок земной коры или как относительно слабо эродированная часть региона.

При сравнении металлогенических особенностей этих районов обращают внимание прежде всего резкие различия эндогенного оруденения вообще и преимущественного развития определенных типов оловянного оруденения, в частности. Так, на площади Фурмановского рудного района широко распространены рудопроявления грейзенового типа с оловянно-вольфрамовым и вольфрамовым оруденением. В северной его части отмечаются проявления висмутовой минерализации, которая также связана с мелкими зонами грейзеноподобных измененных гранитоидов или метаморфизованных осадочных пород. Полиметаллическое оруденение в районе развито очень слабо: в оловянных и других рудопроявлениях оно занимает резко подчиненное положение, а самостоятельных объектов вообще не образует. Признаки ртутной минерализации устанавливаются лишь на некоторых участках по наличию рассеянной вкрапленности киновари в измененных песчаниках и бедным шлиховым ореолам.

Большинство оловянных рудопоявлений относится к кварцевой формации. Касситерит-сульфидная и касситерит-силикатная формации представлены сравнительно крупными для данного района месторождениями Юбилейным и Нижним; сюда же относятся месторождение Лучистое и ряд мелких рудопоявлений - Лазовское, Чернореченское, Магистральное и др. Вольфрамовая минерализация также связана главным образом с грейзенами и высокотемпературными кварцевыми жилами.

Наиболее крупные оловорудные месторождения располагаются по периферии скрытых гранитных плутонов, отмечаемых на поверхности полями и ореолами интенсивно метаморфизованных пород с отдельными выходами гранитоидов.

В Кавалеровском рудном районе основное полезное ископаемое - олово. Здесь сосредоточены большая часть промышленных и все наиболее крупных месторождения олова в Приморье. Наряду с оловянным довольно широко проявлено полиметаллическое оруденение; обычно полиметаллы локализируются вместе с оловом, развиваясь на верхних горизонтах и флангах оловоносных жил, но нередко слагают самостоятельные рудные тела. Наиболее широко полиметаллическое оруденение распространено на площади, примыкающей с востока к Кавалеровскому району, т.е. в пределах Дальнегорского рудного района.

Примерно на границе указанных районов протягивается цепочка ртутных рудопоявлений.

Все промышленные месторождения, как и многие рудопоявления района, относятся к переходной касситерит-силикат-сульфидной формации [178] с различными вариациями (типами) минерального и химического состава жильных и рудных ассоциаций. Вольфрамовая минерализация проявлена очень слабо и обычно представлена шеелитом.

В размещении оруденения проявляется та же генеральная тенденция, что была отмечена выше для Фурмановского района, но выражена она здесь более отчетливо. Так, все крупные оловорудные

месторождения располагаются вдоль южной окраины Верхне-Усурского поля роговиков [182] в виде дугообразной цепочки субширотного направления протяженностью порядка 40 км (см. фиг. 47).

Таким образом, рассматриваемые районы в целом существенно различаются по характеру эндогенной минерализации, что обусловлено особенностями их геологического строения и развития. По своему внутреннему строению рассматриваемые и другие оловорудные районы также, разумеется, неоднородны. В каждом из них имеются и структуры, благоприятные для поисков крупных промышленных оловянных месторождений, и заведомо бесперспективные. Об этом говорится в последней главе.

## ЗОНАЛЬНЫЙ ПЛУТОНО-МЕТАМОРФИЗМ ЮЖНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ И ЕГО ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

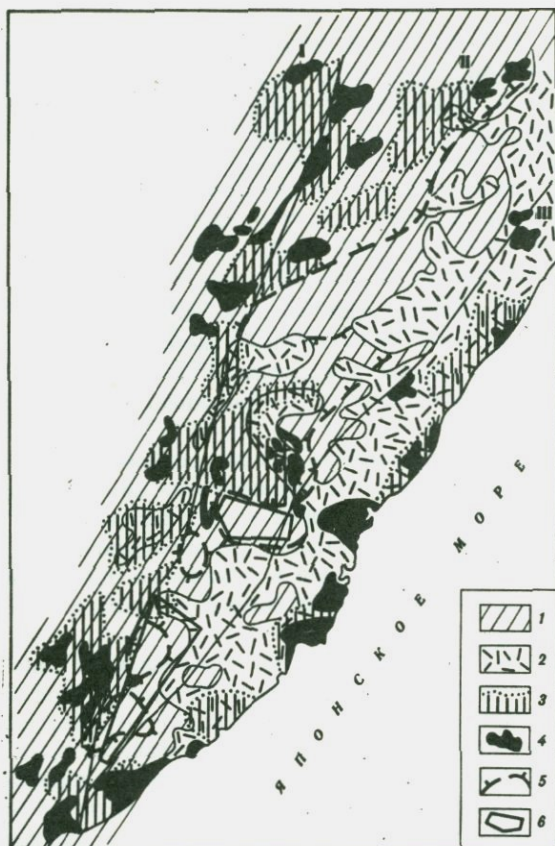
В пределах исследованных районов все осадочные и эффузивные, а также древние (догранитные) дайки и мелкие трещинные тела плутонических пород подверглись метаморфизму. Различаются продукты прогрессивного и регрессивного этапов этого процесса.

Проявления метаморфизма на уровне современного среза по характеру процессов, масштабам формируемых объектов, распространенности и степени переработки пород можно разделить на следующие группы: метаморфиты регионального распространения, приконтактовые ореолы ороговикования, поля и локальные зоны слабо измененных пород и гидротермалиты. Последние рассматриваются в отдельной главе.

Метаморфитами регионального распространения, описание которых дается на примере Фурмановского рудного района, названы обширные (в несколько сотен и тысяч квадратных километров) поля метаморфизованных пород, не связанные с конкретными выходами плутонических пород. Одно из таких полей располагается в северной части района, второе поле занимает его южную и восточную части. В пределах этих полей крупные выходы гранитоидов отсутствуют. Однако, по данным гравиметрии, на глубине порядка 2 км здесь фиксируется наличие больших масс пород с пониженной плотностью, что объясняется наличием глубокозалегающего крупного гранитного плутона [110]. Такого рода плутоно-метаморфические структуры, получившие местное название "криптобатолитов" [182], известны и в более северных районах Сихотэ-Алиня (фиг. 20).

Влияние метаморфизма на изменение минерально-геохимического состава и другие преобразования пород изучались главным образом на примере терригенных толщ, поскольку именно в них залегают практически все крупные оловорудные месторождения региона. В качестве "эталонного" объекта был выбран Фурмановский рудный район; там метаморфизм, как уже отмечалось, проявлен более широко и контрастно.

В пределах района исследования были сосредоточены в зоне Главного синклиналия, где представлялась возможность проследить все характерные для региона типы преобразований в породах одного возраста и литологического состава.



Фиг. 20. Положение магматических и метаморфических комплексов в структуре Сихотэ-Алия. (по материалам Р.К. Кулинича, Г.К. Шило, Ю.Н. Размахнина, Э.М. Размахниной)

1 - осадочные и вулканогенно-осадочные породы палеозойского и мезозойского возраста, 2 - мезо-кайнозойские эффузивы, 3 - частично или полностью гранитные плутоны, 4 - крупнейшие выходы гранитоидов на поверхность, 5 - примерное положение границы роговиковых полей, 6 - основные районы исследований; I-III - основные структурно-фациальные зоны Сихотэ-Алия: I - Главный антиклинорий, II - Главный синклинорий, III - Прибрежное антиклинальное поднятие

## МИНЕРАЛЬНО-СТРУКТУРНЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД

Наиболее показательные признаки, по которым достаточно отчетливо устанавливается относительная интенсивность метаморфизма, — состав минеральных, главным образом слюдястых новообразований и степень структурной перестройки пород. Для высших ступеней, кроме того, характерно появление кордиерита, граната, калиевого полевого шпата и др. На основании данных признаков сводную колонку прогрессивного метаморфизма для терригенных пород района можно представить в виде следующего ряда постепенно сменяющих друг друга метаморфических зон: хлоритовая, гидрослюдисто-серицитовая, биотитовая. Нередко отмечаются существенные отклонения, обусловленные исходным составом пород и другими факторами, о которых сказано ниже.

На низких ступенях метаморфизма изменениям подвергается главным образом цемент терригенных пород. Пелитовый материал замещается скрытокристаллическими агрегатами гидрослюдисто-глинистых минералов, по которым в виде ступчатых и прожилковидных обособлений развивается микрочешуйчатый хлорит. Для пород с малым количеством цемента характерны пленочные формы агрегатов. В кварц-полевошпатовых песчаниках и алевролитах с известковистым цементом отмечаются новообразованные зерна минералов эпидотцоизитовой группы, сохраняющиеся и в следующей зоне. Одновременно с изменениями в цементе происходит собирательная перекристаллизация тонкообломочного кварца с появлением мельчайших бластических зерен. Часть этих ступчатых как бы прилипает к крупным зернам кварца, придавая их поверхности микрозубчатые очертания, видимые только при большом увеличении. Такие же преобразования, но более резко выраженные, испытывают обломки карбонатных пород. Обломки полевых шпатов пелитизированы.

В зоне преимущественной серицитизации или гидрослюдисто-серицитовых изменений степень структурной перестройки пород несколько возрастает: усиливается собирательная перекристаллизация цемента с образованием коротких прожилковидных обособлений гидрослюдисто-серицитового состава. Последние иногда проникают в соседние зерна полевых шпатов, причем такого рода "внедрения" наблюдаются тем чаще, чем большая доля среди слюдястых новообразований принадлежит серициту. Обломки кварца, особенно мелкие, теряют свою резко угловатую форму. По полевым шпатам развивается микролитовая серицитизация. На данной стадии метаморфизма в терригенных породах появляются свежие зерна альбита, совершенно лишенные указанных выше изменений.

С появлением в породе биотита, особенно во внутренней зоне биотитизации, структурная перестройка породы резко усиливается: близлежащие зерна кварца срастаются и, как бы раздвигая цемент, образуют жесткую каркасную постройку. В отдельных участках (зонах прокварцевания) порода приобретает гранобластовую структуру. Значительно возрастает количество зерен новообразованного альби-



та, которые нередко группируются в прожилковидные скопления, отмечаются отдельные "зародыши" калиевого полевого шпата в виде мелких изометричных зерен. Биотит во внешней зоне обычно обладает грязно-зеленовато-бурой окраской. Отдельные чешуйки или сростки биотита имеют очень нечеткие очертания; по периферии они обрамляются каемками пелитоподобного материала и постепенно сходят на нет. Во внутренних частях ореолов или полей биотитизации окраска его становится более бурой и однородной, агрегаты приобретают микролитовый облик.

Устанавливается закономерное изменение показателей преломления биотита с изменением его окраски и морфологических особенностей агрегатов или индивидуумов. Из табл. 1 видно, что с возрастанием степени метаморфизма железистость биотита также возрастает. Примерно такой же диапазон (33-50%) изменения железистости биотитов от внешних зон к внутренним отмечает Н.Л. Пламеневская [164] для контактовых ореолов гранитоидных тел Центрального Казахстана.

По мере усиления структурных преобразований порода становится все более однородной, приобретает микрогранобластовую структуру и превращается в типичный роговик, состоящий из кварца, полевых шпатов и биотита, с кордиеритом или без него. Последний развивается во внутренних зонах контактовых ореолов при метаморфизме алевро-пелитовых пород. Характерная особенность биотитизированных пород и роговиков - наличие в них рассеянной вкрапленности сульфидов и турмалина. Заметим кстати, что впервые зерна явно новообразованного турмалина (мелкие скопления или цепочки редких вкрапленников) начинают появляться во внешней части ореолов биотитизации.

Приведенная схема метаморфических преобразований нередко испытывает существенные отклонения, обусловленные в первую очередь исходным составом пород, что сказывается на интенсивности развития тех или иных минеральных ассоциаций. Например, в алевролитах, как более меланократовых породах, типичный серицит в качестве новообразований почти не встречается и гидрослюдисто-хлоритовая ассоциация непосредственно сменяется биотитом, сначала зеленовато-бурым, затем бурым и коричневым. Для существенно кварцевых песчаников с малым количеством цемента, наоборот, наличие хлорита и тем более эпидота нехарактерно, и первым отчетливо устанавливаемым здесь новообразованным минералом является серицит.

Наметившаяся таким образом избирательность сохраняется и на более высоких ступенях метаморфизма. Так, если в алевро-пелитовых разностях в значительных количествах уже развивается бурый биотит, то в песчаниках, особенно крупнозернистых, преимущественный тип изменений - серицитизация, а биотитизация, если она есть, проявлена менее интенсивно и неравномерно (зонки, гнезда, отдельные листочки). В роговиках все эти промежуточные различия нивелируются и единственным новообразованным минералом становится биотит, однако количество его в алевро-пелитовых породах всегда

Таблица 1

Характеристика изменения общей железистости биотита в контактовом ореоле гранитного массива Светлого

№ обр.	Расстояние от контакта гранитов, м (на плане)	Порода	$N_g$	$N_p$	$\Delta$	Общая железистость [229]
383	3500	Алевролит биотитизированный	1,634	1,602	0,032	32-40
384	3500	Песчаник мелкозернистый биотитизированный	1,628	1,598	0,030	38
385	3100	То же	1,627	1,592	0,036	37
387	2600	Алевропесчаник биотитизированный	1,633	1,596	0,037	43
389	2500	Алевролит биотитизированный	1,630	1,587	0,043	40
1168	2000	То же	1,629	1,600	0,029	39
1176	400	Биотитовый роговик (по песчанику)	1,636	1,600	0,036	47
1197	15	То же	1,644	1,596	0,048	54-56
395	0-10	Биотитовый роговик (по мелкозернистому песчанику)	1,646	1,598	0,048	56-58

значительно больше. В том случае, когда в исходной породе содержится большое количество какого-либо специфического материала (например, известковистого), он хотя и перекристаллизовывается, но устойчиво сохраняется вплоть до субфации сплошной или преимущественной биотитизации, обуславливая возникновение таких необычных ассоциаций, как биотит-железистый карбонат.

Из других особенностей метаморфизма терригенных пород следует отметить заметное отставание минерально-структурных преобразований пелитовых пород, насыщенных большим количеством углистого вещества. Ороговикование в них охватывает не весь объем, а развивается лишь в отдельных овалоидных участках или мелких зонах,

благодаря чему порода приобретает пятнистую текстуру. Еще более индифферентны кремнистые породы, которые подвергаются главным образом перекристаллизации, иногда с образованием по трещинкам тонких серицитовых "просечек".

Четкая зависимость метаморфических минеральных новообразований от исходного состава наблюдается в магматических породах. В табл. 2 дана сводная характеристика эквивалентных типов изменений в магматических породах в сравнении с терригенными породами, находящимися в идентичных зонах метаморфизма.

Из наиболее интересных особенностей, показанных в таблице, следует подчеркнуть "параллельное" развитие двух групп минеральных новообразований в породах среднего состава, соответствующих их лейкократовой и меланократовой составляющим. Первая группа представлена светлыми слюдами, развивающимися по кварц-полевошпатовым агрегатам, вторая в зависимости от степени метаморфизма — карбонатом, эпидотом, хлоритом, актинолитом и другими амфиболами, магнетитом и сфеном. Указанные сообщества "сливаются" только на высшей ступени метаморфизма, соответствующей в терригенных породах субфации биотитовых роговиков. Нивелировка же более резко отличающихся по составу пород, например кислых и основных вулканитов, происходит, вероятно, в условиях ультраметаморфизма (гранитизации), но и здесь, как показывают исследования древних [118] и более молодых комплексов [62], гетерогенность пород в какой-то мере сохраняется, что отражается в унаследованном различии минерального и химического состава отдельных частей единого гранитного плутона.

Последовательность и характер минеральных преобразований в общем случае определяется положением данной субфации (зоны) в сводной колонке прогрессивного метаморфизма. Процесс протекает таким образом, что ассоциации внешних, соответственно верхних и более низкотемпературных зон, служат субстратом для формирования ассоциаций внутренних, глубинных и более высокотемпературных зон. Для терригенных пород этот ряд имеет такую последовательность: карбонат, (эпидот), хлорит, гидрослюда, (серицит), альбит, биотит, (кордиерит), калиевый полевой шпат, (гранат). В скобках указаны минералы, которые присутствуют не всегда. Кварцевый материал, как уже отмечалось, подвергается главным образом перекристаллизации, приобретая в роговиках гранобластовую структуру. Здесь же появляется метаморфический калишпат; альбит образуется как будто значительно раньше.

Заметим, что диагностика первичных и новообразованных альбитов подчас бывает очень затруднительна, поскольку зерна тех и других обычно имеют изометрические очертания, а "свежий" альбит нередко встречается в слабо измененных породах. Исключение, конечно, составляют прожилковые образования, которые чаще всего наблюдаются во внешних частях зоны биотитизации.

Уместно также отметить, что прожилковая минерализация вообще более характерна для внешних зон метаморфизма. Далее внутрь

Таблица 2

Сравнительная характеристика метаморфических изменений терригенных пород и некоторых магматотипных пород, находящихся в идентичных зонах метаморфизма

Типы изменений в терригенных (песчано-сланцевых) породах	Эквивалентные изменения в магматотипных породах		
	кислые породы (кварцевые порфиры, фельзиты)	средние породы (диориты, порфири-ты и др.)	Основные породы (сплиты, базальты)
Пропилитовидные изменения: хлорит-гидрослюдисто-глинистые новообразования в цементе с карбонатом и эпидотом или без них. Собирательная перекристаллизация тонкообломочного кварца	Пелитизация полевых шпатов	Слабая карбонатизация в зернах темноцветных минералов за счет их частичного разложения	То же
Преимущественная серицитизация или серицит-биотитизация; первые новообразования альбита, слабо выраженная перекристаллизация обломочного материала	Серицитизация полевых шпатов, регенерация (слипание) мелких зерен кварца	Разложение темноцветных минералов с замещением их карбонатом, эпидотом, хлоритом, серицитизация полевых шпатов, реже карбонатизация	По темноцветным изменения аналогичны; плагиоклазы преимущественно карбонатизированы
Биотиты и роговики	Интенсивная серицитизация с частичной биотитизацией, перекристаллизация основной массы, появление новообразованных зерен кварца и полевых шпатов	Замещение темноцветных минералов зеленым биотитом, актинолитом, новообразования микролитового биотита в основной массе; реликты эпидота и хлорита. В более кислых разностях — биотитизация	Амфиболитизация темноцветных минералов и частично полевых шпатов
Кварц-полевошпатово-биотитовые роговики с гранатом (гнейсовидные породы)	Биотитизация (редкие листочки светлоокрашенного биотита), интенсивное окварцевание и перекристаллизация основной микролитовой массы	Интенсивная биотитизация всей породы с образованием существенно биотитовых пород с небольшим количеством кварца и полевых шпатов	Амфиболитизация (амфиболиты с гранатом, магнетитом и сфеном)

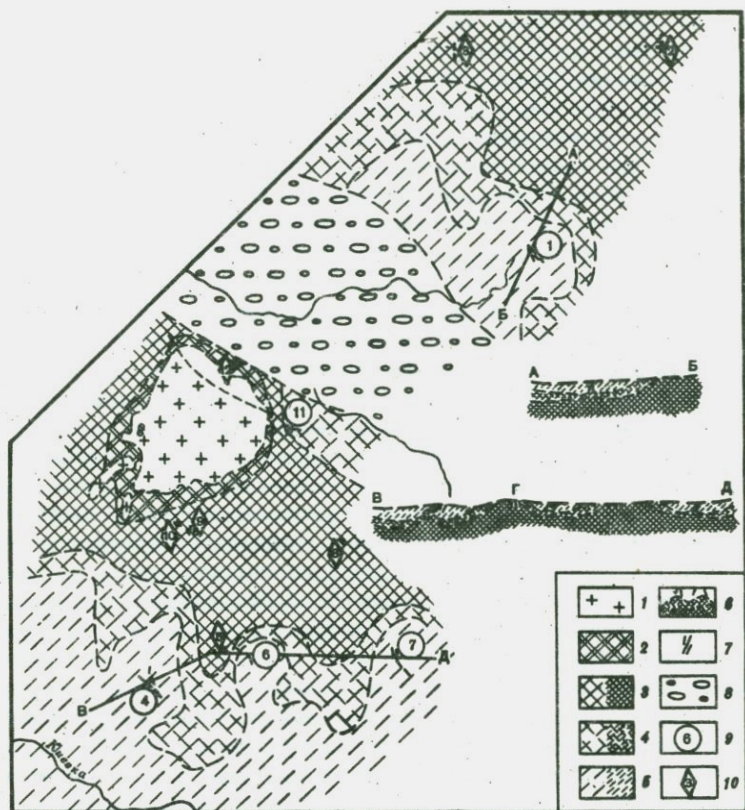
или вглубь количество прожилков не возрастает (за исключением наложенной регрессивной минерализации), а даже убывает из-за резкого усиления объемной структурной перестройки пород. Здесь сохраняются только неоднородности, обусловленные влиянием исходного состава пород (например, ритмичная полосатость, вызванная тонким чередованием прослоев алевролитов и песчаников). Это можно объяснить тем, что с повышением степени метаморфизма породы постепенно теряют жесткость и переходят в пластическое или близкое к нему состояние, теряя при этом способность к дизъюнктивным деформациям.

Типичные роговики в пределах синклинория развиты главным образом во внутренних частях контактовых ореолов гранитных массивов и редко встречаются вне связи с ними. По периферии они последовательно обрамляются зонами биотитизации, биотит-серицитизации, преимущественной серицитизации и т.д. Ширина контактовых ореолов в общем случае находится в прямой зависимости от размеров выходов гранитных пород. Однако эта закономерность не всегда выдерживается даже в пределах одного ореола. Например, ширина ореола биотитизации у южного контакта гранитного массива Светлого (фиг. 21) достигает 1,5–3 км, а по его северо-восточной окраине она не превышает 0,5 км. Различная ширина отдельных частей ореолов (на поверхности) обусловлена, по-видимому, разной крутизной погружения кровли интрузива, что в приведенном примере косвенно подтверждается наличием у южного контакта массива нескольких спутников.

Биотитизация с неполной структурной перестройкой пород распространена значительно шире. Несколько полей в различной степени биотитизированных пород устанавливается в южной части района. С редкими нечеткими перерывами ими занято все левобережье р. Киевки, исключая довольно узкую (3–6 км) полосу в ее верхнем течении, где долина реки резко меняет направление от строго меридионального к широтному. У северной кромки этой полосы находится вольфрамово-оловянное месторождение Юбилейное (фиг. 21).

В северной части района крупное поле биотитизации располагается в верховье р. Уссури, тяготея к наиболее высоким горам Приморья – Облачной и Снежной. Южная граница этого поля примерно совпадает с резким понижением водораздельной линии хребта Сихотэ-Алиня на широте р. Милоградовки и почти вплотную подходит к оловорудному месторождению Нижнему (фиг. 21). Между этими полями располагается крупный контактовый ореол гранитного массива Светлого.

Таким образом, в пределах синклинория наблюдается довольно пестрая метаморфическая зональность с неоднократным чередованием полей биотитизации, контактовых ореолов и слабо измененных пород. Последние, как правило, совпадают с пониженными и сравнительно сглаженными формами рельефа, что вполне согласуется с меньшей сопротивляемостью слабо метаморфизованных пород эрозии.



Фиг. 21. Схема метаморфической зональности центральной части Фурмановского рудного района

1 - граниты (массив Светлый); 2-5 - зоны метаморфизма: 2 - приконтактных роговиков кварц-полевошпатово-биотитового состава с кордиеритом, 3 - биотитизации, 4 - гидрослюдизации и серицитизации с начальной биотитизацией, 5 - преимущественной хлоритизации и гидрослюдизации; 6 - локальные выступы биотитизированных пород в пределах рудных полей; 7 - основные рудные тела; 8 - рыхлые отложения; 9-10 - гидротермалиты 1 и 2-й групп. Месторождения и рудопроявления (на схеме): 1 - Нижнее, 2 - Лучистое, 3 - Рудное (вольфрамовое), 4 - Юбилейное (вольфрамово-оловянное), 5 - Горгона, 6 - Лазовское, 7 - Чернореченское, 8 - Мраморное, 9 - Каменское, 10 - Киевское, 11 - Чернокаменское, 12 - Светлое

Границы полей метаморфизованных пород имеют неровные очертания с чередованием выступов и бухтообразных врезов слабо измененных отложений, вдающихся внутрь полей метаморфитов, что в значительной мере обусловлено различной "компетентностью" пород к метаморфизму, тектоническими и другими факторами. Весьма показательно, что такого рода "окнами" фиксируется положение определенного типа локальных гидротермальных объектов (месторождений и рудопроявлений). Более детально эта интересная закономерность обсуждается ниже, при рассмотрении генезиса оловянного оруденения.

В области Главного антиклинория (западная часть района) метаморфизм проявился более интенсивно. Выделить собственно контактовые ореолы здесь весьма затруднительно, поскольку они сливаются с региональными полями метаморфизма, развивающимися вне видимой связи с отдельными, хотя и крупными, выходами гранитов.

Минеральный состав метаморфизованных пород в пределах антиклинория также заметно отличается. Здесь нередки гранатсодержащие роговики, на многих участках породы приобретают гнейсовидный облик. Вблизи контактов крупных гранитных массивов отмечаются мелкие зоны гранитизации, в которых метаморфизованные терригенные породы постепенно переходят в магматотипные породы диорит-гранодиоритового ряда. Силлы и прослои основного состава превращены в амфиболиты.

Широко проявлены на изучаемой территории процессы регрессивного метаморфизма; интенсивность их находится в прямой зависимости от степени предшествующего метаморфизма. Этому же фактору подчинен характер (минеральный состав) продуктов наложенных процессов.

Степень их распространенности удобнее всего охарактеризовать по морфологическим признакам, выделив следующие типы изменений: равномерно-объемная минерализация, рассеяно-вкрапленная, рассредоточенная трещинно-прожилковая и локальная. Так называемая объемная минерализация охватывает значительные площади, достигающие нескольких квадратных километров, и выражается главным образом в частичном или полном осветлении биотита и замещении его тонкочешуйчатыми серицит-гидрослюдистыми агрегатами. Основная ткань породы (кварц, полевые шпаты) переработке почти не подвергается.

Вкрапленная минерализация также охватывает большие объемы пород, что приводит к образованию пятнистых роговиков, в которых на темном фоне пород появляются многочисленные мелкие (1-3 мм) равномерно рассеянные округлые пятна с более светлой окраской. Пятна обычно сложены кварц-мусковитовыми агрегатами с лепидогранобластовой структурой, иногда с ними ассоциирует андалузит. По периферии пятен отмечается увеличение количества биотита и укрупнение его индивидуумов. Пятнистые породы иногда приобретают более крупноблоковое строение; при этом темные и светлые участки как бы меняются местами в результате сильного разрастания

зон осветления, обрамляющих реликтовые участки неизменных или сравнительно слабо измененных метаморфитов. Эти формирования наиболее характерны для периферийных зон локальных проявлений наложенной (регрессивной) минерализации.

Следующие две группы изменений обнаруживают тесную связь с контракционной трещиноватостью и имеют много общих черт. Различия заключаются лишь в степени локализации и соответственно в размерах отдельных формирований (жил, зон и т.д.). Рассредоточенно-прожилковая минерализация приурочена к многочисленным коротким (до первых метров) трещинам и с различной густотой встречается почти повсеместно, даже в сравнительно слабо метаморфизованных (биотит-серицитизированных) породах. Максимально развита она в роговиках, экзоконтактовых зонах и апикальных частях интрузивных гранитоидов. В местах сгущения прожилков образуются сетчатые зоны типа штокверков, гораздо реже формируются четко локализованные крупные трещинные зоны.

Характер минерализации здесь в целом такой же, как и в предыдущих типах, но с различными комбинациями. Менее сосредоточенная минерализация обычно служит своеобразным фоном, на котором развиваются отдельные прожилковые и более крупные и компактные локальные формирования. Заслуживает внимания также тот факт, что в локальных образованиях резко возрастает интенсивность переработки пород и все большая доля приходится на существование кварцевую минерализацию, вплоть до появления мономинеральных зон, обычно занимающих осевую часть жил, прожилков и т.д.

При сопоставлении минеральных продуктов прогрессивного и регрессивного этапов метаморфизма выявляется весьма важная и интересная особенность, которую можно охарактеризовать как некоторый "сдвиг" минерального состава продуктов регрессивного этапа в зависимости от степени предшествующего метаморфизма. Например, среди роговиков наложенная минерализация обычно представлена грейзенизацией или комбинацией кварцевых жил с грейзеновыми околосильными изменениями. Для биотитов более характерны кварц-серицитовые ассоциации с турмалином или без него, а для менее измененных пород — соответственно серицит-хлоритовые, хлорит-карбонатные и другие низкотемпературные ассоциации.

Отмеченная особенность отражает более общую функциональную связь регрессивной минерализации со стадиями и фациями прогрессивного метаморфизма. Сущность ее заключается в следующем: минеральные парагенезисы регрессивного этапа, сформировавшиеся в данной зоне прогрессивного метаморфизма, могут быть представлены аналогичными или сходными ассоциациями всех (или отдельных) внешних зон прогрессивного метаморфизма, но никогда не встречаются ассоциации, соответствующие его тыловым (внутренним или глубинным) зонам. Согласно этому правилу, регрессивная турмалинизация, например, может развиваться в любых высокометаморфизованных породах, начиная с биотитов, поскольку турмалин в сводной колонке прогрессивного метаморфизма начинает появляться во



внешней зоне биотитизации. Точно так же карбонатизация, хлоритизация и серицитизация могут проявляться соответственно в хлоритизированных, серицитизированных и биотитизированных породах. Мусковит, характерный минерал грейзенов, хотя и имеет своего близкого аналога во внешних зонах прогрессивного метаморфизма в виде серицита, однако для его образования, как продукта регрессивного процесса, необходим предшествующий метаморфизм по степени не ниже сплошной биотитизации, что связано, очевидно, с высокотемпературным режимом образования этой модификации.

Проявления регрессивного этапа метаморфизма по сравнению с прогрессивным всегда более локальны. Они тесно связаны с участками относительного разуплотнения пород и контракционной трещиноватостью, вызванными неравномерным сокращением объема пород, и другими постметаморфическими дизъюнктивными деформациями, резко усиливаются в местах их сгущения. В прстивном случае, т.е. при независимом (от трещиноватости) развитии регрессивного процесса, он повсеместно уничтожил бы все минеральные продукты прогрессивного метаморфизма, чего в действительности не наблюдается. Хотя локальность выражена далеко не в одинаковой степени, но в любом случае наряду с обширными блоками вышелоченных пород всегда находятся гораздо более крупные блоки метаморфизованных пород, слабо или совсем не затронутых последующими изменениями. В размещении продуктов прогрессивного метаморфизма такая мозаика, как известно, не наблюдается, и процесс переработки охватывает каждую единицу объема громадных блоков пород. При этом в переходных зонах также образуются прожилковые и прочие гетерогенные обособления, но, поскольку остальная часть породы уже подверглась низкотемпературным изменениям, указанные прожилки, будучи представлены более высокотемпературными парагенезисами, фиксируют не диафторез, а наступление внутренних зон на внешние, отражая таким образом прогрессивное развитие процесса.

В целом по совокупности минеральных парагенезисов метаморфические преобразования пород в пределах синклинория можно отнести к мусковит-роговиковой фации метаморфизма низких давлений, а метаморфизованные породы антиклинория — к верхам эпидот-амфиболитовой фации средних давлений [230], если, конечно, правомерно объединение в одну группу продуктов прогрессивного и регрессивного этапов данного процесса.

#### ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ПОРОД

Сравнение химического состава в различной степени метаморфизованных терригенных пород проводилось двумя способами: по специальному профилю, пересекающему контактовый ореол одного из гранитных массивов, и вероятностно-статистическим методом по значительно большему количеству проб, взятых на всей территории района.

Таблица 3

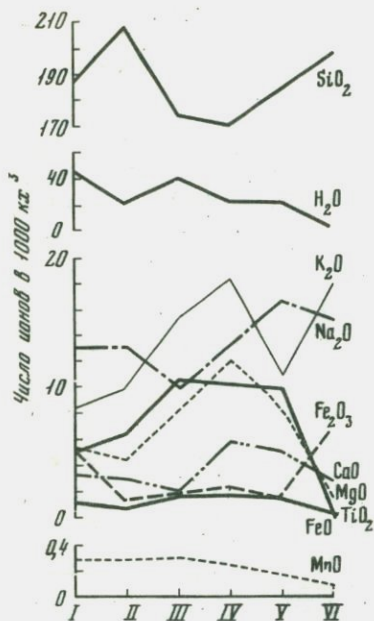
Химический состав пород (алевролитов) в контактовом ореоле гранитного массива Светлого

Окислы	I	II	III	IV	V	VI
SiO <sub>2</sub>	69,61	76,079	63,582	60,536	65,782	74,71
TiO <sub>2</sub>	0,55	0,382	0,775	0,79	0,72	0,12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,18	10,772	17,81	18,57	16,01	13,53
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,42	0,583	0,916	1,06	0,73	2,13
FeO	2,24	2,735	4,60	4,36	4,23	0,00
MnO	0,13	0,120	0,13	0,102	0,065	0,04
MgO	1,33	1,166	2,09	2,84	2,01	0,32
CaO	1,15	1,166	0,629	1,94	1,72	0,95
K <sub>2</sub> O	2,46	2,848	4,43	5,12	3,0	3,40
Na <sub>2</sub> O	2,48	2,584	1,903	2,47	3,096	4,55
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,2	0,158	0,196	0,205	0,265	0,06
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,24	0,170	0,151	0,075	0,055	0,00
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,68	1,120	2,175	1,24	1,26	0,12
Общая вода	2,69	2,73	2,74	2,81	2,79	2,64
Число анализов	8	4	4	4	4	3

I-VI - типы изменений пород и удаленность от массива: I - пропилитовидные изменения (5-7 км), II - преимущественная гидрослюдизация и частичная серицитизация (3-4 км), III - биотиты (2 км), IV - роговики на удалении от массива (1 км), V - роговики приконтактной зоны (10-30 м), VI - неизменные разности гранитов массива

Для изучения поведения петрогенных элементов при контактовом метаморфизме был выбран южный участок контактового ореола гранитного массива Светлого. Здесь представилась возможность пересечь одной линией опробования все зоны метаморфизма, границы которых располагаются почти нормально к простиранию пород. Пробы отбирались в пределах одной существенно алевролитовой пачки пород в три приема с последовательным макро- и микроскопическим сравнением материала, чтобы отобрать для анализа достаточно однородные по составу породы и с минимальным развитием наложенной минерализации. Из большого количества проб на анализ были направлены только те, которые удовлетворяли указанным требованиям. Все эти меры предпринимались с целью исключить по возможности влияние посторонних факторов и проследить воздействие только одного процесса прогрессивного этапа метаморфизма.

Охарактеризованы следующие зоны (субфации) метаморфизма: зона слабых пропилитовидных изменений (условно исходные породы),



Фиг. 22. Распределение петрогенных элементов в породах контактового ореола гранитного массива Светлого

I-VI - типы метаморфизованных пород (см. табл. 3)

Гидрослюдисто-серицитовая со спорадической биотитизацией (внешняя часть биотитизации зоны), биотититы и роговики на разном удалении от контакта Гранитного массива. Результаты химического анализа и пересчета состава пород по методу Ю.В. Казизына и В.А. Рудника [84] приведены в табл. 3 и на фиг. 22. Для сравнения в табл. 3 приведен также химический состав неизмененных разностей гранитов массива Светлого.

Полученные данные позволяют сделать следующие основные выводы: 1) контактовый метаморфизм терригенных пород сопровождается заметным изменением их химического состава; 2) в биотитах и роговиках на удалении от контакта наряду с привнесом калия отчетливо проявлен процесс базификации: по сравнению с исходными породами они имеют более основной состав; 3) породы собственно приконтактной зоны по сравнению с роговиками на удалении от контакта и биотититами вновь приобретают более лейкократовый состав; 4) в процессе метаморфизма происходит обезвоживание пород; 5) объемный вес пород при метаморфизме возрастает; максимальных значений он достигает в биотититах и роговиках на удалении от контакта; это свидетельствует о том, что данный показатель — функция не уплотнения, а изменения химического состава пород.

Особое место среди выделенных групп метаморфизованных пород занимают породы серицит-гидрослюдистой зоны. Занимая в сводной колонке промежуточное положение между наименее измененными и высокометаморфизованными породами, они по химизму в эту колонку не укладываются. По проявленной в них тенденции изменения баланса элементов в сравнении с исходными породами они, как это ни парадоксально, ближе всего стоят к гранитам. Объяснение этому явлению мы попытались дать в предпоследней главе. Появление в метаморфической колонке промежуточной зоны относительно де-базификации пород указывает на то, что породы самой внешней (пропилитовой) зоны также не являются в полном смысле исходными по химическому составу. Их следует считать в какой-то мере базифицированными вследствие выноса оснований из зоны серицит-

гидрослюдистых изменений. Однако установить привнос непосредственно не представляется возможным, поскольку в пределах региона данной зоной завершается сверху разрез даже в наименее эродированных блоках.

Для статистического сравнения были использованы результаты квантометрического анализа около 200 геохимических проб, сгруппированных по основным литологическим разновидностям и степени метаморфизма пород. Сопоставление проводилось отдельно по алевролитам и песчаникам в разрезе тех же субфаций метаморфизма, что и в предыдущем варианте. Как видно из табл. 4, при статистической обработке разрозненных петрохимических данных устанавливается та же направленность в изменении химического состава пород, хотя выражена она значительно слабее.

Имеющиеся в геологической литературе данные о петрохимии метаморфизма неоднозначны. В большинстве работ, посвященных этой проблеме, указывается на аллохимический характер контактового и регионального метаморфизма. Для контактового метаморфизма у гранитных массивов наряду с термическим воздействием отмечается широкое развитие метасоматических процессов, главная особенность которых – привнос в измененные породы магния и железа и вынос кремния, приводящие к базификации пород [1, 7, 48, 85, 174, 224]. В одних случаях базификация выражена менее отчетливо и устанавливается только при сравнении результатов химических анализов [7], в других она проявлена весьма контрастно с образованием в приконтактной зоне массивных пород диоритового состава [64] или меланократовых гнейсов [1] и роговообманково-пироксеновых роговиков [85], значительно превосходящих по содержанию указанных элементов и граниты, и исходные породы. В собственно приконтактной зоне массивов нередко устанавливается последующая дебазификация пород с приближением их по составу к гранитам [224, 271]. Наиболее обширные и глубоко переработанные роговиковые поля приурочены к участкам интенсивного развития при гранитообразовании процессов магматического замещения [48].

Другая, значительно меньшая группа исследователей оценивает контактовый метаморфизм как изохимический, неизменно отмечая лишь обезвоживание пород и вынос углекислоты [8, 165, 263].

Аналогичным образом разделились мнения относительно химизма регионального метаморфизма. Ряд исследователей считает, что прогрессивный региональный метаморфизм для петрогенных элементов протекает в условиях, близких к изохимическим, вплоть до зоны ультраметаморфизма [88, 239], а некоторые различия в содержании магния и железа связываются с возможной разницей исходных пород [88]. В качестве подтверждения изохимичности процесса указывается на параллельность изолиний содержаний окислов простиранию толщ и секущее положение по отношению к изограммам [239], а также отсутствие различий химического состава пород одного литофациального состава и стратиграфического положения, находящихся в разных зонах метаморфизма [280].

Таблица 4

Химический состав (вес. %) метаморфизованных терригенных пород Фурмановского рудного района

Окислы	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	69,68	72,30	65,72	76,86	78,69	72,66
MnO	0,18	0,11	0,30	0,08	0,07	0,08
TiO <sub>2</sub>	0,59	0,56	0,78	0,32	0,38	0,47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,20	13,35	17,02	9,40	12,73	13,88
MgO	1,54	1,36	2,02	0,73	0,54	1,40
CaO	1,60	0,95	1,29	0,86	0,69	1,35
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,45	3,91	5,30	3,08	2,23	3,73
Na <sub>2</sub> O	2,37	2,14	2,10	2,39	2,59	2,74
K <sub>2</sub> O	2,79	2,50	3,51	1,89	2,39	2,23
Число анализов	45	17	40	47	19	18

1-3 - алевролиты; 4-6 - песчаники; 1, 4 - породы пропилитовой зоны; 2, 5 - гидрослюдисто-серицитовой (алевролиты) или существенно серицитовой (песчаники) зоны; 4, 6 - биотиты и роговики. Спектрально-квантометрические анализы выполнены в лаборатории ИГиГ СО АН СССР.

Однако в большинстве публикаций по петрохимии регионально-метаморфизованных пород приводятся данные, свидетельствующие об аллохимическом характере этого эндогенного процесса на всех его ступенях. Обычно отмечается общая тенденция повышения основности (базификация) пород в прямой зависимости от степени метаморфизма [117] и выравнивание химического состава пород различных литологических разностей [133, 254]. В некоторых же работах подчеркивается, что наиболее существенные (значимые) различия в химическом и минеральном составе пород наблюдаются между серицит-хлоритовой и альбит-эпидот-амфиболитовой субфациями зеленосланцевой фации [162]. Для этапа ультраметаморфизма в качестве характерной черты отмечается сопряженное развитие процессов гранитизации и базификации, приводящее к формированию наряду с гранитами специфических меланократовых пород - базификатов [63, 222, 227].

Неоднозначность результатов петрохимического изучения метаморфизованных пород обусловлена, вероятно, как объективными, так и некоторыми субъективными факторами. Одной из естественных причин может быть соотношение объемов зоны выноса и зоны осаждения компонентов. Если объем последней окажется значительно большим, особенно в неоднородных породах, то изменение их валового химического состава за счет метаморфизма будет почти неза-

метным. При обратном соотношении происходит интенсивная базификация пород в зоне осадения, что хорошо иллюстрируется на примере ксенолитов и более крупных останцов метаосадочных пород среди гнейсогранитов и гранитов [63, 279]. Основной субъективной причиной может быть недостаточно широкий диапазон изучаемых фаций или субфаций. Например, в случае пологого залегания кровли гранитоидного массива и небольшой мощности перекрывающих пород последние как вблизи отдельных куполов, выходящих на поверхность, так и на значительном удалении от них могут иметь примерно одинаковый состав, поскольку и те и другие находятся в приконтактовой зоне плутона. Точно так же при субгоризонтальном положении изоград регионального метаморфизма и большой мощности зон прорыва на обширных площадях могут оказаться близкими по валовому химическому составу, не считая исходных различий. Возможно, именно этим объясняется столь существенное различие в выводах о химизме регионального метаморфизма в соседних регионах, которое можно видеть в работах Б.В. Петрова и В.А. Макрыгиной [162] по Патомскому нагорью и В.Я. Хильтовой с соавторами [239] по Северо-Байкальскому нагорью.

Степень аллохимичности контактового метаморфизма иногда оценивается по-разному даже в пределах одного региона. Так, в работе Н.В. Арнаутова с соавторами [7] описан контактовый метаморфизм около гранитоидных массивов Северо-Западного и Южного Алтая, где он сопровождается уменьшением в роговиках содержаний кремнезема и натрия и увеличением содержаний остальных окислов. В другой работе тех же авторов по Центральному Алтаю [8] указывается, что метаморфизм песчаниково-алевролитовых толщ около гранитоидных массивов сводится в основном к изохимической перекристаллизации, сопровождающейся высушиванием пород. Более того, степень аллохимичности по петрогенным элементам отражается, оказывается, и на поведении аксессуарных элементов. На примере того же региона установлено, что в интенсивно метаморфизованных породах Центрального Алтая содержание аксессуарных элементов не зависит от расстояния до контактов гранитоидных массивов, а в роговиках Северо-Западного и Южного Алтая отчетливо проявляется тенденция к повышению содержания марганца, ванадия, хрома и кобальта и определенному снижению содержания свинца по сравнению с неизменными вмещающими породами [3].

В пределах Главного сиклиория в целом (фиг. 20) расположено несколько крупных структур типа криптобатолитов и множество мелких разрозненных выходов гранитоидов с обрамляющими их контактными ореолами, разобщенных полями слабо метаморфизованных (пропилитизированных) пород. Все вместе это создает весьма пеструю мозаичную картину латеральной метаморфической зональности, которой, как показано дальше, строго подчинено размещение оловянного оруденения различных типов. Весь комплекс минерально-структурных и химических преобразований пород, а также последовательность смены зон и возрастные взаимоотношения минеральных ассо-

циаций в "разрезе" собственно контактовых ореолов и обширных метаморфических куполов (криптобатолитов) почти полностью идентичны. Разница состоит лишь в слабом развитии среди последних типичных роговиков. Отмеченные черты сходства позволяют объединить обе эти разновидности проявлений эндогенного процесса в один более общий тип зонального плутоно-метаморфизма, тесно связанного с гранитообразованием и обусловленного подъемом геозотерм [131, 185, 240] и восходящим движением флюидов [127].

Такого рода зональный метаморфизм описан в литературе довольно широко. При этом отмечаются следующие основные особенности строения и развития плутоно-метаморфических комплексов: осевое или центральное положение гранитоидных массивов по отношению к метаморфическим поясам или ореолам [61, 63, 131, 266] и симметрично-концентрическая зональность последних [113, 168]; секущее положение или в общем случае неконформность изоград осей складчатых сооружений и наличие нескольких максимумов, разделенных полями сравнительно слабо метаморфизованных пород [86]; синорогенность метаморфизма и интенсивная складчатость осадочных толщ вплоть до изоклинальной [266].

Эти и другие особенности рассматриваются как признаки того, что региональный метаморфизм в складчатых областях обусловлен не механическим погружением кристаллического фундамента, а связан с аномально высоким потоком тепла из глубин земли [61, 185, 240] и может проявляться на любых глубинах [98]. Плутонические явления и метаморфическая переработка вмещающих пород находятся в тесной взаимосвязи [63, 136, 235, 283], обусловленной общим подъемом геозотерм [185]. Неравномерная плотность теплового потока в разных участках земной коры определяется, по Дж. Саттону [198], существованием подкоровых систем распределения потока, спорадически развивающихся в новых положениях или мигрирующих относительно коры.

Главный антиклинорий Сихотэ-Алиня в целом сложен более древними породами, метаморфизм здесь проявлен значительно интенсивнее и вместе с тем равномернее. По аналогии с другими регионами он может рассматриваться по отношению к синклинию не только как складчатая, но и метаморфическая "антиклиналь" [63, 136].

Приведенные выше петрохимические данные позволяют также сделать вывод о том, что зональный плутоно-метаморфизм в пределах Сихотэ-Алиня на всех своих ступенях и в различных проявлениях сопровождается перемещением петрогенных элементов и поэтому может отождествляться с региональным метасоматозом. Вместе с данными других исследователей они подтверждают весьма важное положение петрологии, что любой метаморфизм горных пород сопровождается изменением их химического состава, т.е. метасоматическим процессом, отличающимся от локального метасоматоза лишь меньшей насыщенностью пород растворами [99, 126, 171].

Тесная сопряженность гранитообразования и метаморфизма и неизохимичность последнего позволяют высказать некоторые сообра-

жения о характере причинно-следственной связи между этими процессами. Среди существующих представлений о генезисе гранитоидных пород наиболее аргументированной выглядит метасоматическая концепция, согласно которой они рассматриваются как автохтонные образования, возникшие прежде всего в результате метасоматической переработки субстрата. Аргументы, привлекаемые для подтверждения данной концепции, общеизвестны и в кратком изложении сводятся к следующему: а) вынос из зоны гранитообразования оснований и накопление щелочей и кремния с формированием сопряженных зон гранитизации и базификации; б) зависимость (унаследованность) состава гранитоидов от состава исходных пород; в) наличие в гранитах реликтовых текстур вмещающих пород и скиалитов с ненарушенным залеганием; г) отсутствие следов механического воздействия гранитов на породы рамы; д) останки фауны в гранитах; е) постепенные переходы от вмещающих метасадочных пород к гранитам через диоритоподобные породы экзоконтактной зоны; ж) широкое развитие метасоматических структур в гранитах и порфиробластеа во вмещающих породах и др.

Любой из перечисленных критериев, взятый в отдельности, не является решающим, но в совокупности они достаточно убедительно показывают, что в формировании гранитоидов, по крайней мере в начальную стадию их становления, существенная роль принадлежит метасоматозу. Магмообразование, если оно и имеется, происходит уже в следующую стадию в результате неуклонного повышения температуры и накопления менее тугоплавкого материала при наличии необходимого количества воды и других плавней. Кроме хорошей согласованности с конкретными фактами, метасоматическая концепция в целом подкупает еще и тем, что наряду с корректным решением проблемы состава гранитов с данных позиций не требуется специального решения проблемы высвобождения и заполнения пространства, так как процесс преобразования пород осуществляется на ионно-молекулярном уровне.

Важный аргумент, свидетельствующий о прохождении гранитами изучаемого региона немагматической стадии становления, — аллохимичность контактового и регионально-контактового метаморфизма, что выражается в базификации вмещающих пород и дефиците соответствующих компонентов в объеме, занятом гранитными массивами.

Приведем еще некоторые данные, указывающие на автохтонное формирование гранитоидов Сихотэ-Алиня. Картированием метаморфизованных пород устанавливается, что следующая за биотититами зона представлена гранитами. Наряду с этим во всех случаях, когда представляется возможность изучения метаморфической зональности по вертикали, неизменно устанавливается усиление метаморфизма на глубину с той же последовательностью зон, что и по латерали. Многочисленные результаты бурения, проведенные в пределах Сихотэ-Алиня с разведочными целями, показывают, что даже на площадях с преимущественным развитием на современной поверхнос-



ти пропилизовидных изменений верхняя граница биотитовой зоны располагается на глубине не более 1-1,5 км.

Таким образом, повсеместная распространенность биотититов, их субгоризонтальное залегание и идентичность латеральной и вертикальной зональности позволяют предполагать наличие на глубине сплошного гранитного слоя, "подстилающего" биотитовую зону. Очевидно, что формирование такого обширного ареал-плутона трудно объяснить (даже без учета несоответствия состава гранитов и вмещающих пород) только переплавлением пород на месте или механическим внедрением уже готового гранитного материала из глубинных зон Земли.

Признаки автохтонности присущи не только крупным массивам и не только гранитам. Этими признаками обладают и такие мелкие тела, как штоки и дайки кислого, среднего и основного состава, что отчетливо проявляется при рассмотрении особенностей их пространственного размещения на фоне региональной метасоматической зональности. Подобный анализ был проведен на площади около 3 тыс. км<sup>2</sup>, охватывающей южную оконечность Сихотэ-Алиня [195]. Спуская за неизменением места ряд деталей, отметим лишь главное, суть которого заключается в том, что зоны относительной базификации (биотитовая и особенно пропилизовая) характеризуются резко выраженным преобладанием даек средне-основного состава, а в разделяющей их гидрослюдисто-серицитовой зоне преимущественно развиты дайки кислого состава; в примыкающей к гранитам роговиковой зоне дайки вообще отсутствуют.

Из изложенного можно сделать вывод о ярусном расположении и бескорневом строении мелких тел плутонических пород. Они, вероятно, представляют собой частный, хотя и достаточно специфический продукт регионального метасоматоза. Несомненно, что подтверждение данной взаимосвязи на большем количестве примеров поставит геологов перед необходимостью существенным образом пересмотреть установившиеся представления о генезисе многих плутонических пород, казалось бы явно магматического происхождения.

## МИГРАЦИЯ РУДНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ПРИ МЕТАМОРФИЗМЕ КАК ОДИН ИЗ ФАКТОРОВ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

### СОСТОЯНИЕ ВОПРОСА

В связи с проблемой источника рудного вещества в геологической литературе последних лет появились многочисленные публикации, в которых рассматриваются геохимические аспекты метаморфизма. Интерес к этому вопросу вызван тем, что именно миграция вещества при метаморфизме, охватывающем огромные объемы горных пород, является важнейшей исходной предпосылкой, определяющей принципиальную возможность образования на фронте генерального перераспределения металлов их локальных скоплений в виде месторождений.

Вопросам миграции рудного вещества при метаморфизме в различных его проявлениях посвящены публикации Б.А. Горлицкого [50], А.В. Миловского и С.С. Матвеевой [134], Б.В. Петрова и В.А. Макрыгиной [163], Г. Маровского и К. Веденова [273], Н.И. Тихомировой [222], А. Водзинского [285], В.Н. Вербицкого [37], Ф.А. Летникова [117], У.Т. Джолли [265], Е.П. Сапрыкина [194], А.Н. Комарова с соавторами [95] и др. В более ранний период аналогичные исследования проводились Д.М. Шоу [277]. Данные по миграции отдельных элементов содержатся в работах П.Д. Флойда [258], В.А. Буряка [30, 31], С.В. Мельгунова [129] Н.Х. Айдинян с соавторами [2], Н.П. Ермолаева [66], В.К. Титова [221], В.В. Потапова [173] и других исследователей.

Поведение рудных элементов при этих процессах оценивается по-разному, однако общее мнение сводится к тому, что прогрессивный метаморфизм сопровождается мобилизацией и перемещением рудных элементов. В большинстве указанных работ и в других работах возникающий при метаморфизме "водный фронт" рассматривается как непосредственный генератор гидротермального оруденения. Другие исследователи, например Б.А. Горлицкий и В.Н. Вербицкий, считают, что прогрессивный метаморфизм способен вызвать значительное перераспределение малых элементов только на стадии ультраметаморфизма. На более низких ступенях его роль ограничивается в основном переводом малых элементов в миграционноспособное состояние с перераспределением между минералами и частично внутри объема пород.

Разнохарактерность суждений по данному вопросу объясняется, вероятно, тем, что некоторыми авторами геохимические исследования проводились в сравнительно узком диапазоне метаморфических фаций. При достаточно широком наборе изучаемых фаций обычно

устанавливается существенное перераспределение малых элементов. Сравним для примера результаты геохимического изучения метаморфизованных пород, проведенного разными исследователями (Б.А. Горлицким и А.Н. Комаровым с соавторами) в пределах одного региона — Украинского щита. Первый из них изучал породы высоких ступеней метаморфизма, о чем можно судить хотя бы по тому, что для распознавания состава исходных пород он использовал широкий комплекс литологических исследований и формационного анализа. По описанию это в основном гнейсы, амфиболиты, кварциты, железистые роговики, биотитизированные аспидные сланцы и другие высокометаморфизованные породы. На основании изучения данного комплекса Б.А. Горлицкий пришел к выводу об индифферентном поведении малых элементов при метаморфизме за исключением стадии ультраметаморфизма [50].

А.Н. Комаров с соавторами [95] наряду с высокометаморфизованными породами изучали толщи, претерпевшие изменения, соответствующие стадии позднего эпигенеза — раннего метаморфизма. В соответствии с этим ими установлены две ступени существенно перераспределения малых элементов: при переходе от эпигенеза к метаморфизму зелено-сланцевой фации и на стадии ультраметаморфизма.

#### ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ПОРОД

Распределение ряда рудных и некоторых сопутствующих элементов в метаморфизованных терригенных породах изучалось в Фурмановском рудном районе, расположенном в крайней юго-восточной части Приморья (фиг. 19). Основная масса геохимических проб из общего количества более 600 взята по мезозойским отложениям, выполняющим центральную часть Главного синклинория Сихотэ-Алиня. Такое предпочтение вызвано тем, что только в пределах синклинория имеются площади с достаточно контрастными различиями метаморфизма примерно в идентичных по составу и возрасту пород.

На основе химических и количественных спектральных анализов изучено распределение следующих рудных и сопутствующих элементов: Sn, Pb, W, Ag, Hg, Mo, Ta, Nb, Be, F, B, Au, Zn и Cu.

При геохимической оценке все терригенные породы по степени и характеру метаморфизма разделены на три группы:

1) наименее измененные в данном районе породы с преимущественной хлоритизацией или гидрослюдизацией (в песчаниках) цемента и очень слабыми преобразованиями обломочного материала;

2) серицитизированные или гидрослюдизированные и частично биотитизированные породы: цементирующая масса замещена гидрослюдистыми (в алевролитах) или серицитовыми (в песчаниках) агрегатами иногда с небольшим количеством новообразованного биотита зеленовато-бурого цвета (гидробиотита); из других мине-

ральных новообразований характерен альбит; структурная перестройка пород слабая или средняя;

3) биотититы и роговики кварц-биотитового и кварц-полевошпатово-биотитового состава; первые выделялись по отсутствию (кроме наложенных прожилков) других слюд, вторые, кроме того, по типичной роговиковой структуре.

В контактовых ореолах учитывалось также расстояние от массивов, что в целом хорошо согласуется с измененностью пород. В случае несоответствия предпочтение отдавалось второму признаку. В неоднородных по составу слоистых толщах за опорный "репер" для отнесения пород к той или иной субфации принимался характер изменения в алевролитах. Содержание элементов в указанных типах измененных пород по району в целом и отдельно по основным разновидностям пород (алевролитам и песчаникам) и некоторым объектам приведены в табл. 5.

При выявлении относительной миграционной способности анализированных элементов учитывалось также их содержание в неизмененных частях гранитов массива Светлого. Выбор именно этого массива обусловлен тем, что он располагается в средней части изученной территории и на его окрестности приходится большая часть проанализированных на Be, Ta, Nb, W, Mo, Ag и Au геохимических проб, взятых в основном по простиранию толщ. Использование указанного гранитного массива при геохимических выкладках в качестве тыловой зоны по отношению к окружающим его метаморфизованным породам вполне допустимо, поскольку он имеет достаточно много признаков образования его на месте (автохтонности). К числу таких признаков относятся: а) значительная (около 30 км<sup>2</sup>) площадь и изометричные очертания выхода массива; б) отсутствие подворотов слоев вмещающих пород у его контактов; в) наличие крупных останцов пород кровли, не выведенных из своего первоначального залегания (гора Сестра); г) пологое погружение кровли массива, о чем свидетельствует большая ширина (до 4-5 км) контактового ореола и наличие нескольких сателлитов; д) полифациальность пород массива с переходами от мелкозернистых гранит-гранодиоритов до порфиробластовых лейкократовых гранитов [44]; е) вынос ряда петрогенных элементов из объема, занятого массивом, обусловивший значительную базификацию пород в контактовом ореоле, а затем некоторая гранитизация пород собственно приконтактной зоны с приближением их состава к гранитам; ж) еще большая базификация ксенолитов роговиков внутри массива с образованием пород типа диабазовых порфиритов и последующая избирательная гранитизация части ксенолитов вплоть до появления тневых структур.

Полученные геохимические данные позволяют сделать вывод о том, что прогрессивный метаморфизм терригенных пород уже на низших своих ступенях сопровождается дифференцированным перераспределением акцессорных элементов. С повышением степени метаморфизма содержание большинства изученных элементов также

Таблица 5

Геохимическая характеристика метаморфизованных терригенных пород Фурмановского рудного района

Объекты, и типы пород	Степень метаморфизма пород	Содержание элементов, вес. %			
		Mo	Be	Ta	Nb
Мезозойские терригенные породы района (в пределах синклинали)	Слабо измененные (1) (исходные породы)	1,2	0,8*	1,4	1,0*
	Гидрослюдизированные и серицитизированные	164	29	30	30
	Биотиты и роговики	1,2	0,8*	1,6	1,1*
		135	36	33	33
	Биотиты и роговики	1,3	1,2	2,5	2,3
		165	100	56	56
Значимость различий по критерию Стьюдента -					
	(1) и (2)	0,03	0,39	0,48	0,38
	(2) и (3)	0,67	1,88	1,89	0,68
	(1) и (3)	0,45	0,47	1,12	2,34
В том числе:	Слабо измененные	1,4	-	-	-
		80	-	-	-
алевролиты	Гидрослюдизированные	1,4	1,0*	2,1*	1,4*
		48	10	9	9
	Биотиты и роговики	1,5	1,3	3,3*	2,8
		90	40	30	30
песчаники	Слабо измененные	1,0	0,8*	1,6	1,0*
		84	29	28	28
	Серицитизированные и гидрослюдизированные	1,0	0,7*	1,6	1,1*
		87	26	24	24
	Биотиты и роговики	1,3	1,0	2,1*	1,9*
		75	60	25	25
Контактный ореол гранитного массива Светлого (27-32 пробы, на Au - 7-9 проб)	Слабо измененные (1)	1,0	0,7	1,4	1,0*
	Гидрослюдизированные и серицитизированные	1,0*	1,0	2,0*	1,5
	Биотиты и роговики	1,1	1,3*	2,4*	2,3*
		(4)	1,2	2,4*	4,0*
Неизменные разности гранитов массива Светлого (50 проб)					
Значимость различий по критерию Стьюдента -					
	(1) и (2)	0,13	1,69	1,27	2,16
	(2) и (3)	0,29	1,20	0,03	1,09
	(1) и (3)	0,35	2,07	0,32	2,65
	(3) и (4)	0,20	1,37	1,67	0,83

В числителе - среднее содержание: F -  $n \cdot 10^{-2}$ ; Nb, Zn, Pb, Cu, B -  $n \cdot 10^{-3}$ ; Mo, Be, Ta, W, Sn -  $n \cdot 10^{-4}$ ; Ag, Hg -  $n \cdot 10^{-6}$ ; Au -  $n \cdot 10^{-7}$ %; в знаменателе - число анализов; тире - анализ нет.

\* - закон распределения нормальный; без звездочки - логнормальный.

Содержание элементов, вес. %

W	F	Sn	B	Zn	Pb	Cu	Ag	Hg	Au
1,5	2,0*	3,5	6,0	4,6*	2,5	3,0	0,7	3,4	-
164	31	181	126	177	177	177	22	185	-
1,8	2,0	4,1	7,6	4,8	3,3	3,4	1,5	6,8	-
135	128	160	129	156	156	156	47	160	-
2,4	3,7	8,8	8,8	6,7	4,2	5,0	2,0	3,6	-
165	129	180	123	174	174	174	108	162	-
Фишера (t выборки/t критич.)									
2,53	0,51	1,19	1,11	0,48	1,71	0,76	1,32	4,59	-
1,12	3,81	3,90	1,81	1,71	1,58	1,49	0,76	1,27	-
2,57	2,41	4,62	1,61	1,31	2,95	2,09	2,57	0,80	-
1,5	2,4*	3,8	7,7	6,0	2,7	3,5	0,9	3,0	-
80	10	84	54	88	88	88	14	96	-
1,9	2,6*	4,3*	8,4	7,1	2,9	4,8	1,0	7,0	-
48	49	53	44	53	53	53	10	66	-
2,0	3,8	8,9	11,1	7,1	4,5	5,5	2,3	3,6	-
90	69	95	65	92	92	92	53	87	-
1,4	1,9*	3,3	4,7	3,6	2,8	2,7	0,5	3,8	-
84	21	97	72	89	89	89	8	89	-
1,7	1,7*	4,0	6,3	3,6	3,4	2,7	2,4	6,6	-
87	79	107	85	103	103	103	37	94	-
3,0	3,7*	8,7	6,3	6,2	3,8	4,6	3,0	3,6	-
75	60	85	58	82	82	82	55	75	-
1,5	1,9	3,0*	6,4	3,2	3,2*	2,0	0,7	6,4*	4,8*
1,7	2,7*	5,2*	6,8*	5,5*	4,0*	2,4	3,3	4,4*	0,9*
2,4*	3,5*	5,4*	9,5*	7,7*	4,7*	3,0	2,4*	4,1	0,02*
4,0	7,8	8,3	1,2	3,4*	4,6	2,3	2,3	3,2*	-
Фишера (t выборки/t критич.)									
1,63	1,23	1,59	0,23	0,61	0,90	0,25	3,02	1,56	-
1,3	0,64	0,93	0,79	1,12	0,86	0,42	0,34	0,21	-
2,49	1,83	2,77	1,05	1,74	1,42	0,74	1,64	2,8	-
1,37	1,27	1,68	5,20	2,51	0,68	0,78	-	0,18	-

повышается. Исключение составляют золото, ртуть и серебро. Максимальное содержание золота приходится на менее измененные породы; ртуть и серебро накапливаются в промежуточной (серицит-биотитовой) зоне, а из роговиков выносятся. Относительное накопление отдельных элементов в биотитах и роговиках по сравнению с исходными породами составляет от 60 до 300%. Абсолютный прирост всех анализированных элементов на 1 км<sup>3</sup> превышает 200 тыс. тонн (без фтора), а с фтором эта величина увеличивается почти втрое.

Сопоставлением геохимических данных раздельно по алевролитам и песчаникам устанавливается некоторая неоднородность распределения отдельных элементов. Для цинка и бора различаются содержания в исходных породах, для ниобия, вольфрама и бериллия не совпадает положение основного перепада содержания при переходе от одной зоны к другой; для остальных элементов эти характеристики примерно одинаковы.

Аналогичные отклонения выявляются также при сравнении разных объектов (ореолов и полей метаморфизма) между собой и с обобщенными данными. Так, при сравнении геохимических данных по контактовому ореолу гранитного массива Светлого со сводкой по всему району обнаруживается следующее: а) в первом случае максимальное содержание ртути приходится на наименее измененные породы, во втором — на серицитизированные; б) наибольшее накопление серебра отмечается соответственно в серицитовой и биотитовой зонах, т.е. из собственно роговиковой фации контактового ореола серебро уже выносится; в) основной перепад содержания олова, цинка и меди в контактовом ореоле отмечается при переходе от слабо измененных пород к серицитизированным, а в целом по району — между серицитизированными породами и биотититами. Все эти отклонения в целом имеют сугубо частный характер, кроме ртути и серебра они однозначны и относительно невелики. Общая же тенденция накопления акцессорных элементов по мере усиления метаморфизма на всех изученных объектах и по всем разновидностям пород проявляются достаточно отчетливо. Она подчеркивается также значимостью различий содержания там, где по данным статистического обчета имеется существенный перепад этого параметра (табл. 5).

По относительной миграционной способности анализированные элементы разделяются на несколько групп. Общий принцип, положенный в основу выделения миграционных групп, состоит в том, что к наиболее подвижным отнесены те элементы, максимумы содержания которых приходятся на внешние зоны или низкотемпературные субфации метаморфизма. По этому признаку в группу наиболее подвижных элементов отнесены золото, ртуть и серебро. К следующей (второй) группе отнесены медь, цинк и бор, для которых максимумы содержания совпадают с роговиковой субфацией, а относительная зона выноса (снижение содержания\*) приходится на граниты. В третью группу выделено олово, содержание которого

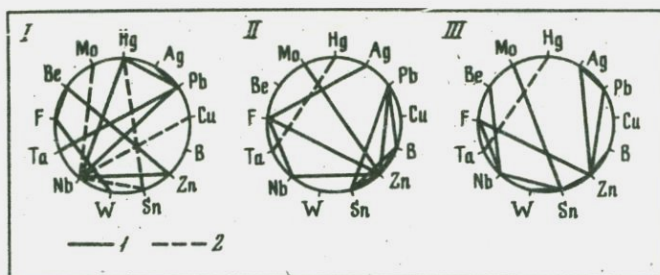
в роговиках и гранитах примерно одинаково. В четвертую группу объединены элементы, содержащиеся в гранитах в наибольших количествах. К пятой группе отнесен молибден; судя по анализам, во всех породах (зонах) он ведет себя индифферентно.

Распределение элементов по местам внутри групп проводилось по соотношению их содержания в соседних зонах. На первые места по относительной подвижности ставились те элементы, у которых более резкий перепад содержания приходится на внешнюю зону. Если по данной характеристике два элемента оказывались равноценными, то на первое место ставился элемент, у которого в тыловой зоне положительный перепад менее резок, а отрицательный — наоборот.

Особое место среди изученных элементов занимает свинец. Хотя основной перепад его содержания отмечается при переходе от слабо измененных пород к серицитизированным, однако в дальнейшем, вплоть до гранитов, количество его также неуклонно возрастает. Таким образом, по первому признаку свинец следует отнести к группе медь, цинк, а по второму — к группе вольфрам, бериллий и др. Для решения этого вопроса пришлось учесть характер корреляционных связей свинца, которые оказались наиболее тесными с элементами второй и первой групп, что позволило отнести свинец к числу элементов второй группы.

На основании указанной выше совокупности геохимических характеристик всю группу анализированных элементов по относительной миграционной способности представилось возможным изобразить в виде следующего ряда: Au, Hg, Ag, Pb, Cu, Zn, В, Sn, W, Nb, Та, F, Be, Mo. Приведенный ряд, конечно, во многом условен; особенно это касается относительного положения в ряду смежных элементов. Однако чем дальше они отстоят друг от друга в ряду, тем геохимические различия их вырисовываются все более четко.

Перемещение (миграция) элементов под влиянием процессов метаморфизма фиксируется также изменением характера парных корреляционных связей (фиг. 23). В слабо измененных породах отмечается несколько парных положительных связей, нехарактерных для эндогенных процессов (Pb-Ta, Pb-Nb, Nb-Ng, Be-Zn). Уже в серицитизированных породах все эти связи разрушились, но зато появилась кольцевая (множественная) связь между элементами, занимающими среднюю часть миграционного ряда (Sn, Zn, В, Pb). В биотититах и роговиках наряду с сохранившимися в этой группе связями сформировались, с одной стороны, связи большей части малоподвижных элементов (Be, Nb, F, Sn), а с другой — наиболее подвижных (Ag, Pb, Zn). Появились также значимые или близкие к ним отрицательные корреляционные связи между элементами, далеко отстоящими друг от друга в миграционном ряду: Та-Hg, Sn-Hg, В-Hg. В целом совокупность положительных корреляционных связей приобрела цепочно-кольцевой характер, отражающий сообщество элементов, сходные с таковыми в полученном миграционном ряду.



Фиг. 23. Схема корреляционных связей элементов в метаморфизованных терригенных породах Фурмановского рудного района

I - слабо измененные (исходные) породы; II - породы в стадии гидрослюдисто-серпичитовых изменений, иногда слабо биотитизированные; III - биотититы и роговики; 1 - положительные значимые связи, 2 - отрицательные связи

Указанная последовательность элементов в общих чертах хорошо согласуется с зональностью месторождений, рудных тел и эндогенных ореолов [108, 149, 191, 252]. Так, в работе Д.В. Рундквиста и И.А. Неженского, представляющей собой довольно полное обобщение материалов по зональности эндогенных месторождений, приводится следующий ряд взаиморасположения ассоциаций лито-халькофильных элементов в пространстве: Be, Nb, Ta, Sn, W, Bi, Cu, Zn, Pb, Sb, Hg. Сводная колонка эндогенных ореолов для гидротермальных месторождений на сульфидной основе [149] представлена рядом: W-Be-Sn<sub>1</sub>-Mo-Co-Ni-As<sub>1</sub>-Bi, Cu<sub>1</sub>-Sn<sub>2</sub>-Zn-Pb-Ag-Cu<sub>2</sub>-As<sub>2</sub>-Sb-Ba-Hg-J. Полученный миграционный ряд по взаимному расположению элементов полностью совпадает с расчетным рядом [10] относительной устойчивости комплексов металлов, отражающим их распределение в пространстве (зональность): Hg, Cd, Pb, Cu, Zn, Sn, Ni, Fe, Co, Mn.

Примеров геохимических исследований природных объектов, находящихся в сходной геологической обстановке и с достаточно широким набором изучаемых элементов, пока имеется мало. Например, в работе А. Водзицкого [285] излагаются результаты геохимического изучения штоков гранодиоритов и контактовых ореолов во вмещающих верхнетриасовых метаосадочных породах хребта Санта-Роза (Невада). Контактный метаморфизм в целом относится к амфиболитовой роговиковой фации, представленной различными ассоциациями кордиерита, андалузита, ставролита, биотита, мусковита, плаггиоклаза, калиевого полевого шпата и кварца. Ширина ореолов составляет около четверти ширины штоков интрузивных пород. Пространственное разделение метаморфизованных пород дано в долях ширины контактового ореола; выделены приконтактная, средняя и внешняя зоны. Петрографический состав пород раздельно по зонам не охарактеризован; не указана также степень изменения



пород за пределами ореола, что значительно снижает ценность работы.

Их числа рудообразующих и сопутствующих элементов изучалось распределение Sn, Pb, Cu, Zn и В. Содержание элементов в штоках и далее в указанных частях контактового ореола характеризуется примерно так: (в г/т): Sn - < 1, 1,5, 1,8, 2; Pb - 13-15, >12, 19-20, 20-22; Cu - 8-10, 23-25, 50-55, 25-30; Zn - 45-50, 60-65, 80, 65-70; В - 5, 30-35, 70-80 до 90 (значения взяты с графика). Автор [285] отмечает тенденцию снижения концентраций Sn, Pb и В по направлению к контактам и заметно повышение содержаний Cu и Zn в средней части контактового ореола.

Приведенное качественное сопоставление подтверждает вполне определенную общность расположения элементов в полученном нами миграционном ряду, что совпадает с данными других исследователей и позволяет говорить о его известной достоверности.

Наиболее общие выводы, вытекающие из существа изложенного, можно сформулировать следующим образом:

1) прогрессивный метаморфизм, охватывающий громадные объемы пород, сопровождается перемещением огромного количества рудогенных элементов, по сравнению с которым в эндогенных месторождениях заключена лишь весьма незначительная часть;

2) миграция происходит дифференцированно с выносом одних (более подвижных) элементов и последовательным накоплением других (менее подвижных);

3) никакой конкретный интрузивный массив, даже самый рудоносный, генерировать такое количество рудных элементов не в состоянии; если при этом учесть необходимое для их переноса количество растворов и миграцию петрогенных элементов, то станет очевидным, что прогрессивный метаморфизм, протекающий в верхних структурных этажах земной коры, — лишь отражение грандиозного процесса дифференциации вещества в земной коре и мантии;

4) перемещение больших масс рудных компонентов указывает на принципиальную возможность (при наличии на путях их миграции различных неоднородностей горных пород, играющих роль геохимических барьеров) образования локальных скоплений металлов в виде минеральных рудных тел.

## ТИПЫ СВЯЗИ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ С МЕТАМОРФИЗМОМ

Исходные геохимические предпосылки, указывающие на потенциальную возможность образования гидротермальных месторождений при метаморфизме, — миграция и дифференцированное накопление в породах рудных элементов под воздействием этого процесса. Однако геохимическое обогащение всего объема метаморфизованных пород еще далеко не идентично уровню содержания металлов в рудных телах, где оно на 2–3 и более порядков выше, чем в любых метаморфизованных и магматотипных породах. Несмотря на внушительный суммарный привнос рудных элементов, они по-прежнему находятся в породах в рассеянном состоянии.

Вместе с тем допустимо, в порядке обсуждения, поставить также вопрос о возможности образования в процессе миграции локальных скоплений металлов в виде месторождений и выяснить, при каких условиях это может осуществляться. Следует сразу же отметить, что если локальное скопление металлов предполагается только в результате их неравномерного распределения на путях миграции при метаморфизме, то по соседству с участками концентрации должны находиться значительно более крупные блоки пород с сбалансированным дефицитом тех же металлов. Чтобы подойти к решению этого вопроса, рассмотрим на примере оловорудных месторождений Сихотэ–Алиня некоторые особенности взаимоотношений собственно гидротермального процесса и метаморфизма.

### ГИДРОТЕРМАЛИТЫ 1-й ГРУППЫ

Сводная колонка метаморфических изменений терригенных пород представлена, как было показано выше, набором следующих субфаций (зон): преимущественно хлоритовой, гидрослюдисто–серицитовой или существенно серицитовой и биотитовой, включающей типичные роговики. Ранее при металлогенических исследованиях в более северных районах Сихотэ–Алиня [182] было установлено, что все крупные касситерит–сульфидные месторождений и большинство рудопроявлений данной минеральной формации располагаются по периферии обширных полей метаморфизованных (биотитизированных) пород, именуемых авторами "криптобатолитами". В частности, оловорудные месторождения Төрнистое, Дальнетаежное, Зимнее Арминского рудного района располагаются у восточной границы "криптобатолита", занимающего междуречье Бикина и Уссурки (правый приток р. Уссури), а "ожерелье" крупных месторождений Кавалеровского района (Арсеньевское, Дубровское, Хрустальное, Силин-

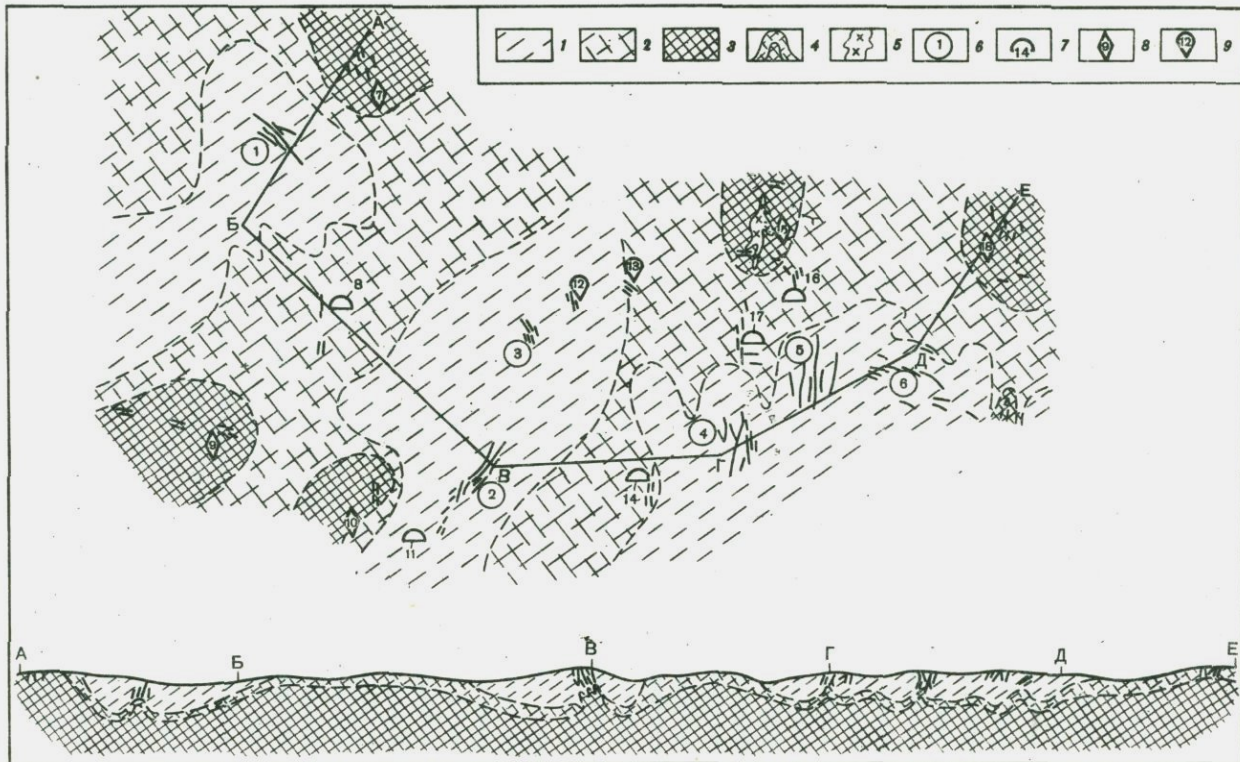
ское и др., фиг. 24 и 47) приурочено к юго-восточной окраине Верхне-Уссурского "криптобатолита", охватывающего водораздельную зону Сихотэ-Алиня и всю верхнюю часть бассейна правых притоков р. Уссурки.

Эта закономерность четко проявляется и на площади Фурмановского рудного района, и в других регионах. Например, месторождение Нижнее находится у южной кромки поля метаморфитов межгорья Облачной и Снежной, а Юбилейное месторождение и другие более мелкие рудопроявления (Лазовское, Чернореченское) приурочены к южной границе контактового ореола гранитного массива Светлого (фиг. 21). Во внутренних зонах "криптобатолитов" преимущественно развиты оловянные рудопроявления кварцевой формации: грейзены и кварцевые жилы с касситеритом и вольфрамитом и другими типами высокотемпературной редкометальной минерализации. Последние тяготеют к приконтактовым зонам роговиков и апикальным частям интрузивных тел. Далее к периферии, а в общем случае — в менее метаморфизованных породах грейзены уступают место касситерит-силикатной или касситерит-силикатно-сульфидной минерализации, отражая широко известную концентрическую зональность оруденения [108].

При более детальном изучении устанавливается, что месторождения не просто приурочены к периферийным частям ореолов и полей биотитизации, а неизменно сочетаются с обрамляющими их зонами слабо метаморфизованных пород. В средней части этих зон на глубине располагаются крутые локальные выступы метаморфизованных (биотитизированных) пород, а над ними — метасоматиты и жильные тела (фиг. 6-9).

Обрамляющие их локальные поля слабо метаморфизованных пород (для краткости впредь они будут называться "околорудными полями") имеют форму незамкнутых овалов, вытянутых по простиранию основных рудо локализирующих элементов (трещин и т.д.). Своей незамкнутой частью они обращены в сторону общего понижения степени метаморфизма пород за пределами этих сопряженных структур и постепенно сливаются с региональными полями слабо измененных пород, лишь иногда отделяясь от них нечеткими зонами серицитизации и зачаточной биотитизации (Юбилейное месторождение, фиг. 21). С противоположной стороны, по направлению к центрам криптобатолитов или контактовых ореолов, границы околорудных полей более отчетливы вследствие резкого возрастания степени метаморфизма пород от хлоритизации, гидрослюдизации и серицитизации к преимущественной биотитизации. Таким образом, участки локальной минерализации и сопряженные с ними околорудные поля оказываются как бы врезанными во внешнюю кромку региональных полей и ореолов метаморфитов, придавая ей в плане весьма прихотливые очертания с чередованием выступов и бухтообразных выемок (фиг. 21, 24).

Размеры околорудных полей варьируют от единиц до нескольких десятков квадратных километров в зависимости от масштабов мес-



торождений, но во всех случаях они неизмеримо больше заключенных в них участков локальной минерализации. На разрезах, ориентированных субпараллельно кромке метаморфитов, эти сопряженные структуры имеют форму опрокинутой воронки с сильно загнутыми краями (фиг. 21, 24, разрезы), в осевой части которой располагаются рудные тела или в более общем случае — локальные зоны интенсивной гидротермальной переработки пород.

При групповом расположении месторождений околорудные поля могут сливаться, лишь иногда отделяясь "гребнями" слабой биотитизации. Именно такая картина наблюдается в восточной части Кавалеровского рудного района, где на небольшом удалении друг от друга (3–4 км) располагаются месторождения Левицкое, Хрустальное и Силинское (фиг. 24). В этом случае участки локальной минерализации на современной поверхности уже не выглядят как срединные компенсирующие структуры. Они располагаются в разных местах общего поля слабо измененных пород, но все вместе опять приурочены к краевой части регионального поля метаморфизованных пород. Метаморфизм в пределах околорудных полей обычно не превышает стадии гидрослюдисто-хлоритовых изменений и в целом в сводной колонке прогрессивного метаморфизма терригенных пород для Сихотэ-Алиня соответствует наиболее низкой ступени.

Минерализация в срединных рудолокализирующих участках всегда представлена более высокотемпературными ассоциациями, особенно во внутренних и глубинных зонах. Причем характерно, что наиболее типоморфный минерал, по наличию которого наряду со степенью структурной перестройки пород и другими признаками документируются околорудные поля, обычно развит и в локальных метасоматитах. Он слагает периферийные части в целом более высокотемпературного метасоматического ореола или же образует самостоятельные зоны (по крайней мере на уровне современной поверхности). Во внут-

---

Фиг. 24. Схема метаморфической зональности центральной части Кавалеровского рудного района

1 — зона пропилитовидных изменений (хлорит, гидрослюды, карбонат), 2 — зона гидрослюдисто-серпичитовых изменений с начальной биотитизацией, 3 — участки усиления биотитизации до типичных биотититов и роговиков (вблизи штоков гранитоидов), 4 — локальные выступы биотититов в пределах рудных полей, 5 — субинтрузивные тела гранодиоритов и гранит-порфиров, 6 — гидротермалиты 1-й группы, 7 — недоразвитые гидротермалиты 1-й группы, 8 — гидротермалиты 2-й группы; 9 — гидротермалиты неясной генетической принадлежности. Месторождения и рудопроявления: 1 — Арсеньевское, 2 — Дубровское, 3 — Верхнее, 4 — Левицкое, 5 — Хрустальное, 6 — Силинское, 7 — Ивановское, 8 — Софниковское, 9 — Новгородское, 10 — Перевальное, 11 — Рузжское, 12 — Ветвистое, 13 — Лагерное, 14 — Лудьевское, 15 — Темногорское, 16 — Промежуточное, 17 — Верхне-Цинковое, 18 — Мирное

ренных частях локальных метасоматитов и за пределами околорудных полей данный минерал или ассоциация минералов встречаются, как правило, в виде реликтовых агрегатов, уцелевших от замещения серицитом, турмалином и биотитом.

В связи с таким положением локальных метасоматитов в метаморфическом "разрезе" большой интерес представляет их внутреннее строение. Взаимоотношения между сосуществующими минеральными ассоциациями внутри метасоматического ореола таковы, что высокотемпературные парагенезисы внутренних и соответственно глубинных зон развиваются путем замещения сравнительно низкотемпературных минеральных новообразований внешних и верхних зон, отражая, таким образом, динамику метасоматического процесса [70, 99, 190].

Сводная колонка метасоматической зональности для месторождений, залегающих в терригенных породах, имеет следующий вид (от внешних зон к внутренним): карбонатный "чехол", хлоритовая или гидрослюдисто-хлоритовая зона иногда с актинолит-эпидотовой подзоной, серицитовая или серицит-мусковитовая зона с турмалином или без него. Кварц характерен для всех зон, но количество его к внешним зонам уменьшается. Актинолит-эпидотовая подзона развивается главным образом в песчаниках с большой долей аркозовой составляющей или примесью в цементе известкового материала. По ближайшей периферии локальных метасоматических ореолов обычно фиксируется новая, хотя и нечетко выраженная, зона усиления окварцевания и гидрослюдизации (в алевролитах) и даже серицитизации (в песчаниках), постепенно сливающаяся с метаморфическим фоном околорудного поля. Повторное появление зоны светлых слюдитов — еще одна характерная особенность метасоматического процесса, выражающаяся в ритмическом чередовании в пространстве продуктов железо-магнезиального и кремне-щелочного метасоматоза с нередким переходом последних в существенно кварцевую породу.

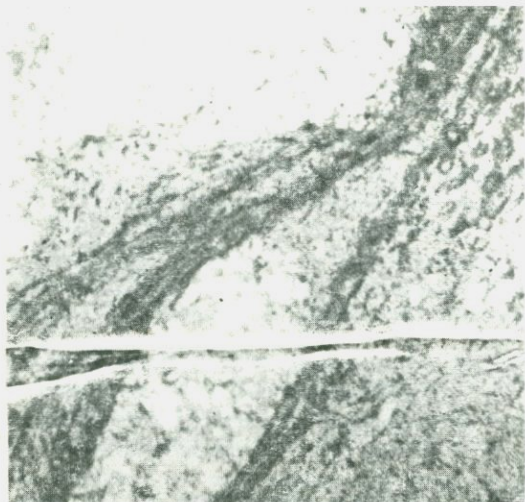
В результате разведочных и эксплуатационных работ последнего десятилетия на нижних горизонтах всех крупных оловорудных месторождений устанавливается наличие крутых локальных выступов биотитизированных пород, весьма сходных по составу и строению с региональными биотититами. Они отличаются лишь более высоким содержанием олова и других рудных элементов, с трех-четырёхкратным превышением над геохимическим фоном биотититов регионального распространения [87]. Эти локальные выступы располагаются в осевых частях рудолокализирующих структур, "подстилая" вышележащие гидротермалиты. Их апикальные части на поперечных разрезах имеют куполовидную (фиг. 8), конусную (фиг. 7) или пламенивидную (фиг. 6, 9) форму, причем отдельные "языки" протягиваются на средние и даже верхние горизонты месторождений, занимая промежутки между рудными телами. Книзу они резко расширяются, и их верхняя граница погружается под толщу слабо метаморфизованных пород околорудного поля (фиг. 9). На некотором удалении

(1-4 км) она снова воздымается и выходит на современную поверхность уже в пределах криптобатолитов или контактовых ореолов гранитных массивов. Таким образом происходит слияние локальных подрудных биотититов с метаморфитами регионального распространения.

На крупномасштабных гравиметрических картах со "снятым" региональным фоном околорудные поля выделяются в виде отрицательных остаточных аномалий, а срединные выступы биотитизированных пород, при сравнительно глубоком эрозионном срезе, фиксируются локальными положительными аномалиями. На месторождениях с более высоким эрозионным срезом, где основная часть возмущающего объекта находится на значительной глубине (500 м и более), гравиметрией отмечается только околорудное поле. Сложные породы пониженной плотности. Жильные тела, в том числе сульфидного состава, несмотря на их высокую плотность, гравиметрической съемкой масштаба 1:50 000 не фиксируются вследствие малого объема.

Весьма интересны пространственные и возрастные соотношения биотититов с вышележащими локальными формированиями. Установлено, что нижняя граница распространения метасоматитов и жильных рудных тел даже в деталях повторяет сложный контур биотититов, нигде не пересекая его. Переход от самостоятельных метасоматических тел или околожильноизмененных пород к биотититам совершается постепенно. Начинается он с появления редких овальных гнезд, зонки и ветвящихся прожилков микролитового биотита, развивающихся по серицитовым или турмалиновым метасоматитам. По мере приближения к участкам сплошной биотитизации количество и размеры этих новообразований все более возрастают и биотит нередко становится преобладающим минералом. В ассоциации с биотитом, особенно в его прожилковидных обособлениях, отмечаются мелкокристаллический турмалин, вкрапленность сульфидов, иногда касситерита.

Различные варианты проявления начальной стадии биотитизации в переходных зонах иллюстрируются ниже на примере ряда оловянных месторождений Сихотэ-Алиня (фиг. 25-28). Здесь же для сравнения приведены фотографии аналогичных образований из периферийных зон региональных полей биотитизации и контактовых ореолов (фиг. 29 и 30), а также показано взаимоотношение минеральных ассоциаций, слагающих метасоматиты или околожильные зоны измененных пород (фиг. 31-33). Из приведенных иллюстраций, число которых, особенно по локальным объектам, можно безгранично увеличить, видно, что переход биотититов к гидротермалитам ничем не отличается от переходов между зонами в локальных и в региональных метасоматитах. И там, и здесь наблюдаются просечки, зонки, прожилки и другие новообразования, а также реликтовые агрегаты, однозначно свидетельствующие о последовательно-прогрессивном замещении ассоциаций фронтальных зон минеральными парагенезисами тыловых, в данном случае глубинных зон.



фиг. 25. Ветвящиеся прожилки микролитового биотита в интенсивно серицитизированном алевропесчанике. Месторождение Верхнее. Ув. 10, без анализатора

Крайним выражением сингенетичности метаморфитов и гидротермалитов являются кварц-биотит-турмалиновые метасоматиты, где биотит, будучи уже существенной их составной частью, по форме агрегатов несомненно относится к новообразованиям. При развитии наложенной минерализации в метаморфических породах (например, в роговиках) среди компонентов субстрата разрушению в первую очередь, как уже отмечалось выше, подвергается именно биотит. Здесь же, находясь в метасоматите, он не затронут вторичными изменениями, что также свидетельствует о его позднем образовании как минерала тыловой зоны.

Локальная биотитизация развивается не только в типичных касситерит-сульфидных месторождениях. Мелкие "штоки" биотитизированных пород известны, например, на Ново-Монастырском существенно полиметаллическом месторождении, где они находятся в непосредственной близости от рудных тел (фиг. 34) и имеют такой же характер взаимоотношений с рудоносными зонами кварц-серицитовых метасоматитов (фиг. 29).

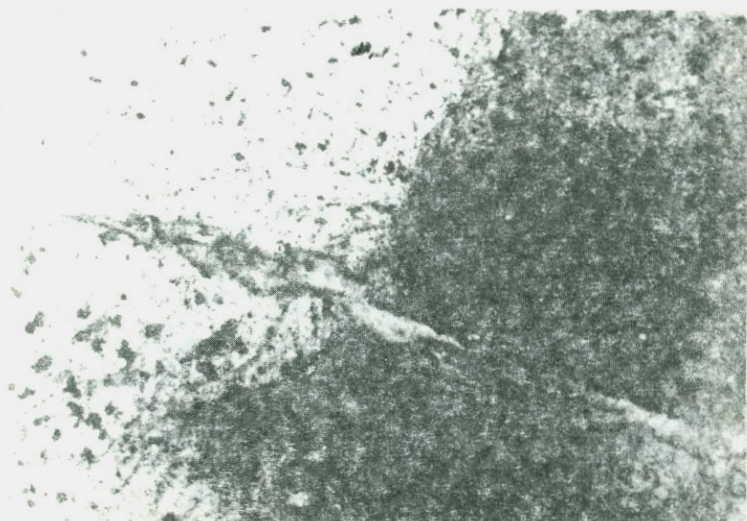
Таким образом, положение подрудных биотитов по совокупности их пространственно-временных взаимоотношений с локальными метасоматитами вырисовывается вполне отчетливо: они неразрывно связаны с формированием гидротермалитов и представляют собой тыловую зону единой колонки, обнимающей весь ореол измененных пород, сопряженный с данной рудолокализирующей структурой. Основные рудные тела располагаются над апикальной частью и по ближайшей периферии выступов биотитизированных пород, что также подчеркивает их генетическое родство.

Не противоречит изложенному и тот факт, что биотиты накладываются на локальные метасоматиты, поскольку аналогичные соотношения наблюдаются между любыми зонами в пределах ореола измененных пород (фиг. 31-33). Точно так же надвигание внешней





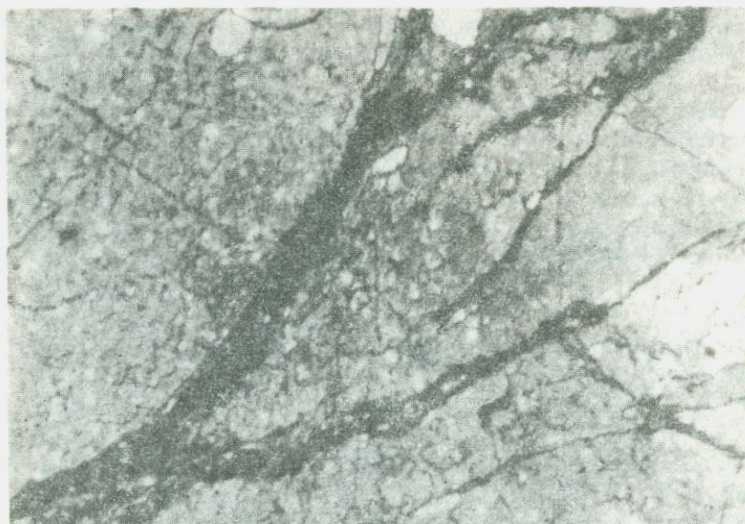
Фиг. 26. Секущие зонки и ветвящиеся прожилки грязно-бурого биотита в кварц-серицитовом метасоматите. Месторождение Нижнее. Ув. 10, без анализатора



Фиг. 27. Прожилок биотитоподобной слюдки в серицитизированном и турмалинизированном элевролите (светлое) пересекает границу сплошной турмалинизации (темное). В зальбандах прожилка турмалин. Месторождение Дубровское. Ув. 10, без анализатора



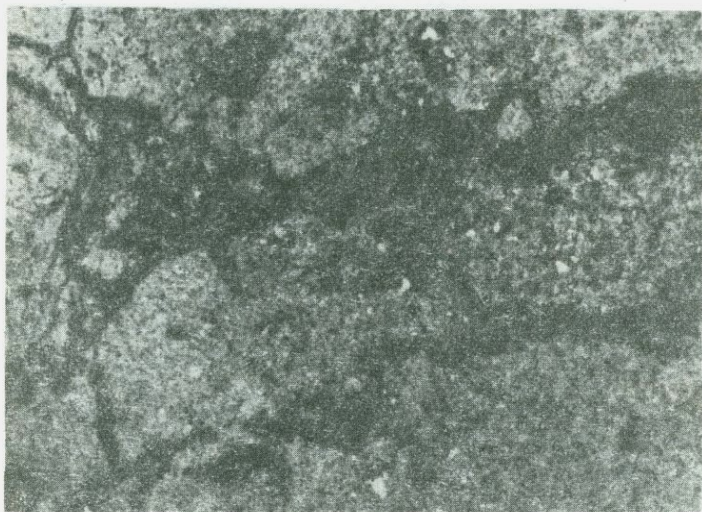
Фиг. 28. Ветвящиеся прожилки, зонки и вкрапленность биотита в кварц-серицитовом метасоматите. Ново-Монастырское полиметаллическое месторождение (Дальнегорский рудный район). Ув. 10, без анализаторов



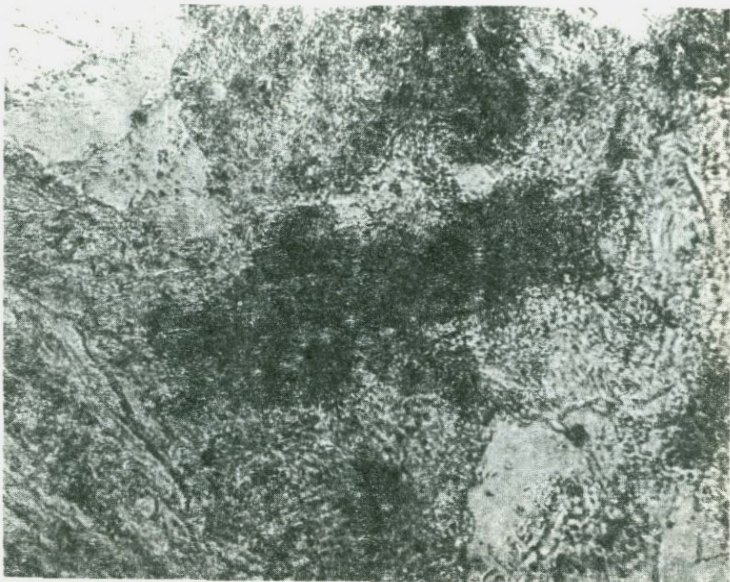
Фиг. 29. Ветвящиеся биотитовые прожилки среди серицитизированного и хлоритизированного алевролита. Южная окраина контактового ореола гранитного массива Светлого (Фурмановский рудный район). Ув. 10, без анализатора



Фиг. 30. Пржилки и "просечки" микролитового биотита в серицитизированном алевропесчанике. Западная окраина поля биотитизированных пород на левобережье устьевой части р. Рудной (Дальнегорский рудный район). Ув. 5, без анализатора



Фиг. 31. Зонки и сгустки турмалина в интенсивно серицитизированном алевролите. Месторождение Нижнее. Ув. 25, без анализатора

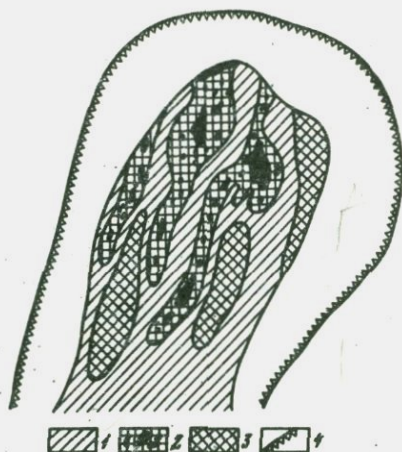


фиг. 32. Реликтовые агрегаты хлорита, уцелевшие от замещения серицитом. Месторождение Дубровское. Ув. 25, без анализатора



Фиг. 33. Зерно эпидота, замещенное по периферии хлоритом. Месторождение Хрустальное. Ув. 50, без анализатора

фиг. 34. План карьера на Ново-Монастырском полиметаллическом месторождении  
 1 - окварцованные и серицитизированные алевролиты,  
 2 - рудные тела (кварц-серицитовые метасоматиты с вкрапленностью и гнездами сульфидов), 3 - зоны биотитизации,  
 4 - контур карьера



зоны локальных метасоматитов при общем разрастании ореола на обрамляющее его околорудное поле слабо измененных пород, да еще при одинаковом минеральном составе новообразований, не является признаком их разновозрастности. Существование постепенных переходов от пропилитизации площадного распространения и других региональных изменений к локальным метасоматитам отмечается и для месторождений других типов [68, 67, 81, 100]. В частности, В.А. Жариков считает, что метасоматиты площадного распространения и околожилные часто составляют одну метасоматическую колонку, при этом площадные представляют внешние зоны, а околожилные - внутренние.

Гидротермальные образования описываемой группы вместе с подрудными биотитами, по существу, повторяют в уменьшенном виде строение крупных ореолов и полей метаморфизма, выступая, таким образом, как частные (локальные) проявления прогрессивного метаморфизма. Будучи приурочены к локальным зонам, они отличаются интенсивной переработкой пород вплоть до появления несвойственных региональным метасоматитам мономинеральных зон (например, турмалинитов) и резко повышенной концентрацией рудных элементов, достигающей в отдельных случаях промышленных значений.

Такого рода локальные производные прогрессивного этапа метаморфизма мы называем гидротермалитами 1-й группы.

Формирование гидротермалитов данной группы можно представить как результат неравномерного движения (фильтрации) восходящих метаморфизирующих растворов. Естественно, что верхняя граница метаморфического "фронта" вследствие различных неоднородностей земной коры, особенно в ее верхних структурных этажах, не может на больших площадях занимать горизонтальное положение или иметь другие геометрически правильные формы. Картина еще более усложняется из-за формирования в ослабленных зонах автох-

тонных или интрузивных тел гранитоидов и других плутонических пород, сопровождающихся местными ореолами метаморфизма, значительно выступающими над его общим фронтом.

К числу таких мелких выступов метаморфического фронта относятся гидротермалиты 1-й группы, приуроченные к сугубо локальным участкам земной коры с резко повышенной проницаемостью для растворов. Основными геологическими элементами, контролирующими пространственное положение участков интенсивной фильтрации растворов, чаще всего являются тектонически ослабленные зоны, реже они представлены пачками, прослоями и другими телами, отличающимися от окружающих пород высокой пористостью или способностью к растворению и замещению. При появлении на пути восходящего потока растворов локальной зоны с высокой проницаемостью происходит концентрация этого потока. Основная масса растворов, до этого равномерно просачивающихся через весь объем пород, вовлекается в локальную (струйчатую) фильтрацию, вследствие чего в прилегающих блоках сравнительно слабо проницаемых пород происходит замедление движения и отставание метаморфического фронта. За пределами влияния этой дренирующей системы гипсометрическое положение идентичных зон метаморфизма, естественно, будет более высоким. Таким путем формируются описанные выше комбинированные рудо локализирующие структуры гидротермалитов 1-й группы, состоящие из блоков (околорудных полей) слабо метаморфизованных пород и срединных компенсирующих зон интенсивной минерализации.

Длительная и интенсивная фильтрация растворов через локальную ослабленную зону или другой высокопроницаемый структурный элемент земной коры, проявляющаяся на фоне резкого ослабления того же процесса в сопредельных блоках пород, представляется главным фактором накопления в ней рудных элементов. Недонасыщение окружающих пород растворами определяет низкую степень их метаморфизма и геохимического обогащения, что компенсируется концентрацией металлов в срединной локальной зоне.

Для обоснования возможности такой модели формирования месторождений произведен по имеющимся данным приближенный подсчет количества некоторых металлов, которое может быть привнесено в срединную рудо локализирующую структуру в результате неравномерного просачивания растворов.

Расчет производится по формуле:  $Q = \pi r^2 h d (C_1 - C_2)$ , где  $Q$  - количество металла (в тоннах), привнесенное в рудо локализирующую зону, или дефицит его в породах околорудного поля по сравнению с более высокометаморфизованными породами за его пределами;  $r$  - средний радиус околорудного поля (равен 1,5-4 км; принимается минимальное значение 1,5 км);  $h$  - высота блока слабо метаморфизованных пород околорудного поля (1 км);  $d$  - объемный вес пород (2,6);  $C_1$  - среднее содержание (г/т) металла в биотитизированных породах и роговиках;  $C_2$  - то же, для слабо метаморфизованных (исходных) пород (данные табл. 5). Подставляя в форму-

лу значения содержания того-или иного металла (например, олова, свинца, цинка и меди), получаем соответственно 80, 300 и по 350 тыс. т. Как видно из приведенного приближенного подсчета, выполненного при явно уменьшенных параметрах, этого количества металлов вполне достаточно для образования довольно крупных месторождений.

Разумеется, вследствие различий глубины заложения, размеров, степени проработанности отдельных рудоконтролирующих структур и других факторов в них могут концентрироваться не все рудные элементы, а только определенные группы их, занимающие в миграционном ряду смежные места. Относительно более подвижные элементы, проходя через локальную ослабленную зону, в своей основной массе не задерживаются в ней и рассеиваются в вышележащих толщах, геохимически обогащая их. Наименее подвижные элементы, перемещение которых начинается только на высших ступенях метаморфизма, в данную локализирующую структуру в значительных количествах могли не поступать вообще. Не всегда, конечно, особо высоких значений достигает концентрация и тех элементов, для которых существовали благоприятные условия миграции и осаждения. В одних случаях может произойти "распыление" рудного вещества по многочисленным, но мелким рудовмещающим зонам, а в других концентрация может оказаться низкой из-за того, что оруденению подвергнутся слишком большие объемы пород.

Рассмотрим несколько иной пример, по нашему мнению также иллюстрирующий возможность образования локальных скоплений металлов при метаморфизме. Допустим, что рудолокализирующий геологический элемент — не крутопадающая трещинная зона, а залегающий субгоризонтально слой или пачка пород с резко повышенной пористостью (конгломераты, туфы, грубозернистые песчаники и т.д.). Представим далее, что превышение над данным слоем какой-либо зоны метаморфизма, которой соответствует примерно двухкратное геохимическое обогащение пород рядом рудных элементов по сравнению с исходными содержаниями, составляет 1 км, а коэффициент осаждения этих же элементов в слое равен 0,5. Тогда содержание рудных элементов в такой рудолокализирующей структуре можно определить по формуле  $C = hm\Delta Ck$ , где  $C$  — содержание металлов в рудолокализирующем слое;  $h$  — "превышение" фронта метаморфизма (1 км);  $m$  — мощность рудолокализирующего слоя (1 м);  $\Delta C$  — разница содержания металлов в метаморфизованных и неизменных породах;  $k$  — коэффициент осаждения (0,5). Принимая значения содержания свинца, цинка и меди в метаморфизованных породах такими же, как и в предыдущем расчете, получим соответственно 1, 2 и 1%.

При изменении указанных параметров можно, конечно, получить существенно иные количественные данные, но в принципе появление по крайней мере резко выраженной геохимической аномалии неизбежно, тем более, что даже локализации потока растворов в этом случае не требуется. Не исключено, что формирование некоторых

стратиформных месторождений происходит не без участия метаморфического процесса по указанной или другой подобной схеме.

Основные рудолокализирующие структуры жильных месторождений, относящихся к гидротермалитам 1-й группы, обычно представлены серией протяженных крутопадающих трещин, ориентированных в каком-либо одном направлении. По совокупности многих признаков они однозначно документируются как трещины скола, формирующиеся в обстановке сжатия.

Дополнительно к описанным в первой главе признакам автономности рудовмещающих трещинных структур в целом отметим еще некоторые специфические особенности геологической позиции, строения и развития, присущие главным образом только структурам сколового типа. Прежде всего обращает на себя внимание явное несоответствие масштабов так называемых рудоконтролирующих и непосредственно рудовмещающих структур. Вторые, как правило, составляют лишь незначительную часть рудоконтролирующих зон, выделяемых по совокупности структурно-геологических факторов (границы резкого перепада мощностей осадочных и вулканогенных толщ, интенсивный будинаж пород, изгибы и ундуляция шарниров складок, серии разрывных нарушений, цепочки интрузивных тел, поля и пояса даек, зоны повышенной трещиноватости и т.д.). Протяженность таких зон обычно составляет первые десятки километров. Нередко ими насыщена в том или другом сочетании вся площадь и месторождения выглядят на этом фоне как мелкие пятна, не всегда при том располагающиеся в местах наибольшего скопления указанных аномалий.

При вскрытии слабо эродированных жильных месторождений на большую глубину, как обычно на крупных объектах, устанавливается, что количество крупных тел с глубиной сначала возрастает вдвое-втрое, но затем четко локализованная серия трещин как бы расплывается на многочисленные мелкие "просечки" и постепенно выклинивается без переходов в какие-либо рудоподводящие каналы или связи с ними. Нижним пределом распространения жильной минерализации и метасоматитов служит верхняя граница интенсивной биотитизации пород.

Последняя особенность отражает более общую закономерность, заключающуюся в том, что формирование жильных месторождений, локализующихся в сколовых трещинах, может происходить только по определенной ступени метаморфизма вмещающих пород. Для терригенных пород такой ступенью является сплошная биотитизация, устанавливаемая по отсутствию среди объемных новообразований других слюд (кроме наложенной более низкотемпературной локальной минерализации).

Физическая сущность "экранирующего" влияния биотитизированных пород на распространение оруденения, локализующегося в трещинных зонах, заключается, по-видимому, в том, что эта ступень метаморфизма — своеобразный порог, за которым породы теряют жесткость и переходят в пластическое или близкое к нему состоя-



ше, теряя при этом и способность к дизъюнктивным деформациям. Косвенно это подтверждается тем, что более поздняя (наложенная) минерализация получает максимальное развитие именно в высоко-метаморфизованных породах, в том числе и в биотититах. Таким образом, биотитизированные породы не всегда являются неблагоприятной средой для развития трещин, а только в период их сильного разогрева при метаморфизме.

Ограничивающим фактором биотититов в какой-то мере объясняется отмечаемый и для других месторождений [9, 157, 174, 189, 233] "загадочный" факт, что при вскрытии нижних горизонтов оловорудных месторождений никаких рудоподводящих каналов не обнаруживается. Наличие здесь мелких минерализованных трещин данный вопрос не решает. Во-первых, они даже для ограниченных участков не сквозные, а их суммарный объем неизмеримо меньше объема вышележащего блока гидротермально переработанных пород. Во-вторых, минерализация в них весьма разнообразна (от карбонат-эпидотовых прожилков до кварцевых с биотитом II), что в сочетании с пестрым пространственным размещением никак не увязывается с зональностью вышележащих метасоматитов. Далее, подобная наложенная минерализация развита в метаморфизованных породах почти повсеместно, независимо от того, имеются или отсутствуют над ними ореолы метасоматитов и крупные жильные тела. И наконец, мелкие прожилки с относительно низкотемпературной минерализацией развиваются в разных зонах самих метасоматитов, проявляя ту же соподчиненность по отношению к предшествующим изменениям, что была отмечена выше для продуктов регрессивного этапа метаморфизма в целом. Последнее вообще исключает допустимость толкования подобных наложенных "просечек" как возможных проводников рудоносных растворов, формирующих у верхней границы метаморфизованных пород крупные гидротермальные объекты, поскольку продукт не может быть древнее среды, в которой он образовался.

Такого рода наложенная минерализация не является специфической чертой только оловорудных месторождений. Широкое развитие она получает, например, в некоторых колчеданных месторождениях Урала [150], где на основной ореол серицитизации, субсинхронной главному этапу оруденения, с большим возрастным разрывом накладывается поздняя гидротермальная серицитизация.

Наряду с отмеченными особенностями немаловажным представляется также удивительное однообразие режима формирования рудолокализирующих трещинных структур. Дорудные, а иногда и послерудные дизъюнктивные нарушения, развитые на площади рудных полей и сопредельной территории, обычно характеризуются большими амплитудами смещения, достигающими десятков и даже сотен метров. В рудолокализирующих трещинных структурах сколового типа независимо от масштабов и интенсивности проявления до- и послерудных дизъюнктивных деформаций на площади рудного поля суммарная амплитуда смещения по всей серии трещин редко превышает первый десяток метров. По совокупности указанных особенностей можно вы-

сказать предположение, что формирование трещинно-жильных систем сколового типа с предрудными дизъюнктивными тектоническими деформациями непосредственно не связано, а обусловлено теми же факторами, что и сам процесс рудообразования.

Основой для понимания генезиса таких "повешенных" рудолокализующих систем могут служить результаты экспериментального моделирования бестрещинного жильобразования [35, 172] и представления о рудообразующей флюидной литалитической системе, способной к длительному существованию, активной деятельности и саморазвитию химической контрастности, включая обособление рудных элементов, т.е. бестрещинное образование жильных рудных тел [169, 170].

С последним можно согласиться лишь частично, считая такой механизм приемлемым для некоторых мелких метасоматических тел и жил выполнения, поскольку в природных рудовмещающих системах жильного типа устанавливаются явные следы тектонических движений: борозды и зеркала скольжения, глинка трения, брекчии с перемещенными обломками, относительное смещение стенок, чередование пережимов и раздувов, закономерно приуроченных к изгибам трещин по простиранию и падению.

Указанные признаки свидетельствуют о несомненном участии в формировании жильных тел физико-механических факторов (более сильный прогрев пород за пределами околорудного поля и связанное с ним повышение пластичности и самое главное – большое объемное расширение пород по сравнению с менее метаморфизованными породами околорудного поля). Увеличение объема порождает напряжения сжатия, которые разрешаются за счет дизъюнктивных деформаций в более жестких и анизотропных породах внутреннего блока.

Попытаемся обрисовать действие этого механизма на конкретном примере. Допустим, что периметр околорудного поля ( $p$ ) равен 15 км (для объекта среднего размера), а перепад температур составляет  $100^{\circ}\text{C}$  ( $\Delta C^{\circ}$ ). Коэффициент теплового расширения ( $k$ ) для большинства горных пород варьирует в пределах  $7 \cdot 10^{-6}$  –  $10 \cdot 10^{-6}$  [201]. Тогда возможную результирующую амплитуду ( $L$ ) дизъюнктивных деформаций во внутреннем блоке слабеметаморфизованных пород можно приблизительно определить по формуле:  $L = p \Delta C^{\circ} k = 15 \cdot 10^3 \cdot 10^2 \cdot 10^{-5} = 15 \text{ м}$ .

Полученная расчетная величина вполне сопоставима с реально наблюдаемой на жильных месторождениях суммарной амплитудой смещения по системе рудовмещающих трещин сколового типа. Некоторый "излишек" расчетной амплитуды вполне может компенсироваться образованием весьма многочисленных мелких и мельчайших трещин, всегда сопровождающих основную рудовмещающую структуру.

Возможность термической фрагментации горных пород при неравномерном нагреве доказана экспериментально [282]. Исследование образцов под электронным микроскопом показало, в частности, что у контакта с внешней наиболее нагретой зоной образцов анизотропных горных пород (кварцитов, гранодиоритов и др.) возникают мик-

ротрещины, которые затем мигрируют во внутренние сравнительно слабо нагретые зоны.

Зарождение или подновление таким путем ранее существовавшей трещины вызывает усиление фильтрации по ней растворов и переработки пород в прилегающей зоне. Метасоматическая переработка пород, как показывают экспериментальные исследования и изучение природных объектов, сопровождается существенным изменением многих физико-механических свойств горных пород: повышается эффективная пористость [187], понижается предел упругости, возрастают хрупкость [168] и, следовательно, способность пород к дизъюнктивным деформациям, что приводит к общему повышению проницаемости [209] пород в данной локальной зоне. Совместное и взаимодополняющее воздействие указанных факторов обеспечивает активное саморазвитие дренирующей системы, которая функционирует до тех пор, пока прогрессивно действует генеральный фактор — поступление с глубины тепла и вещества или пока канал не начнет "заиливаться", например в результате интенсивного прокварцевания пород [102].

Передовая "волна" восходящих метаморфизирующих растворов использует на своем пути, разумеется, все имеющиеся в породах участки повышенной проницаемости. Однако уже в начальный период метаморфизма большинство трещин и других неоднородностей свое существование (как дренирующие каналы) прекращают, и максимального развития достигают только единичные структуры. Таким образом, проработанность, размеры и соответственно продуктивность данной структуры при прочих равных условиях являются функцией длительности ее развития [45], в ходе которого она все более обособляется и приобретает сугубо локальный характер.

Как уже отмечалось, в пределах любого рудного поля помимо основных, т.е. наиболее крупных и продуктивных рудных тел, находится еще множество второстепенных жил, зон и других мелких рудопроявлений. Кроме того, при микроскопическом изучении вмещающих пород устанавливается бесчисленное множество мельчайших рудных "просечек", рассеянных по всей площади рудного поля и на разных гипсометрических уровнях. Эти мелкие минерализованные участки вряд ли можно считать производными какой-либо одной ослабленной зоны. Исключение, может быть, составляет прожилковая или вкрапленная минерализация, развивающаяся в зонах трещиноватости, тяготеющих к крупным трещинам или приуроченных к междужилльным блокам пород. Остальные, более удаленные, гидротермальные проявления, вероятнее всего, представляют собой самостоятельные образования. По крайней мере, каких-либо проводников, связывающих их в непрерывную систему минерализованных полостей, не наблюдается.

Вместе с тем все эти разномасштабные гидротермальные формирования несомненно имеют тесное генетическое родство, что проявляется прежде всего в общности их минерального состава. Мелкие рудопроявления содержат те же минеральные ассоциации, что и

крупные структурные элементы (рудные жилы или зоны), но с явным преобладанием более низкотемпературных парагенезисов. Конкретно для рассматриваемых объектов это отличие заключается в слабой распространенности или отсутствии минералов таких сравнительно малоподвижных в гидротермальном процессе элементов, как олово, бор, мышьяк, железо, т.е. касситерита, турмалина, арсениопирита, пирротина и других высокотемпературных минералов.

Общая схема развития всей серии рудных проявлений, включая и основную структуру, представляется в следующем виде. Восходящее движение метаморфизирующих растворов может осуществляться несколькими способами: путем равномерного просачивания по капиллярно-поровым пустоткам во всей массе пород, путем фильтрации по легко проницаемым каналам (трещинам, ослабленным зонам и т.д.) с замедлением (отставанием) движения растворов в сопредельных блоках пород и в более общем случае – комбинированным способом. Очевидно, что в первом случае какие-либо локальные проявления минерализации возникнуть не могут, а будет происходить обычный метаморфизм с присущим ему минерально-химическими и структурными изменениями пород. Второй крайний случай – оптимальный для формирования гидротермалитов 1-й группы. В действительности же всегда имеются промежуточные варианты, в той или иной степени приближающиеся к одному из указанных идеальных случаев.

Неравномерность движения растворов обусловлена прежде трещиноватостью, различной пористостью и другими неоднородностями пород. Вследствие этого зарождение всех структурных элементов, локализирующих гидротермальную минерализацию, от самых мелких до наиболее крупных и продуктивных, происходит близко одновременно. В дальнейшем трещинообразование протекает уже менее равномерно: одни трещины прекращают свое развитие сразу же после их зарождения, другие продолжают функционировать и разрастаться и "отмирают" уже на более поздних этапах становления рудовмещающей структуры.

Со временем этот процесс все более усугубляется, и в конечном итоге максимального развития достигает только отдельная группа трещин или ослабленных зон, которые и представляют собой главный рудолокализирующий элемент гидротермалитов 1-й группы – срединную компенсирующую структуру. Локализация восходящего потока устойчиво развивавшейся срединной ослабленной зоной приводит к тому, что масса мелких просечек и жилок в прилегающих к ней блоках пород так и остается в зачаточном состоянии. Ее составляющие, разумеется, также далеко не равноценны: обычно выделяется группа наиболее продуктивных рудных тел и второстепенных, что обусловлено неравномерным развитием уже самой структуры.

В связи с вопросом о синхронности гидротермалитов 1-й группы прогрессивному этапу интересно проследить изменение характера оруденения в зависимости от степени метаморфизма вмещающих пород. На примере многих оловорудных месторождений Сихотэ-Алиня устанавливается, что этот фактор оказывает существенное влияние

как на состав руд, так и на строение самих рудных тел. В зависимости от положения рудных тел или их отдельных частей по отношению к внешней границе выступа биотитизированных пород изменяются количественные соотношения минеральных групп жильного выполнения и околорудных метасоматитов и даже качественный состав руд. Изменяются также минеральные формы нахождения ряда рудных компонентов, в том числе олова, что во многом определяет промышленную ценность месторождений.

По относительному содержанию в рудах сульфостаннатов все крупные и сравнительно хорошо изученные месторождения региона можно разделить на три группы. К первой группе с наиболее низким содержанием сульфидного олова (до 5%) относятся месторождения Силинское, Арсеньевское и Тернистое. Вторая группа включает месторождения Левицкое, Хрустальное, Дубровское, Верхнее, Высокогорское, Дальнетаежное, для которых этот показатель несколько выше (от 5 до 10–15%), но существенного влияния на технологические качества руд не оказывает. К третьей группе относятся месторождения Дальнее, Нижнее, Юбилейное и Зимнее, где содержание сульфидного олова очень высокое (от 15–20 до 30% и более), что резко снижает промышленную ценность месторождений (Дальнее) или целиком выводит их в разряд нерентабельных (Юбилейное, Нижнее, Зимнее). Внутри каждой группы объекты перечислены примерно в порядке возрастания распространенности сульфостаннатов.

Влияние метаморфизма на содержание в рудах сульфидного и окисного олова и другие особенности оруденения особенно отчетливо проявляются на месторождениях третьей группы. На каждом из них можно выделить две–три зоны с различной степенью метаморфизма пород, вмещающие рудные тела определенного морфологического типа и минерального состава. Так, к биотитовой зоне тяготеют рудные тела, сложенные главным образом кварцем с небольшим количеством пирротина и арсенопирита, иногда с вольфрамитом (Юбилейное месторождение). Содержание олова здесь в целом невысокое и значительная часть его (20–30% и более) заключена в станине.

Интереснее в промышленном отношении примыкающая к биотитам зона окварцевания, серицитизации, турмалинизации и слабо проявленной биотитизации. Рудная минерализация в этой переходной зоне представлена кварц–сульфидными парагенезисами, в которых наряду с арсенопиритом и пирротинном в заметных количествах появляются сфалерит и халькопирит. Рудные тела или их отдельные участки в пределах данной зоны характеризуются общим повышенным содержанием олова, и на них приходится основная доля запасов металла на месторождении. Относительное содержание сульфидного олова остается высоким (15% и более). Касситерит здесь тонкокристаллический, находится в тесном сростании с сульфидами, что резко ухудшает технологические качества руд. Руды внешней (пропилитовой) зоны отличаются широким развитием сфалерита и галенита. Касситерит сравнительно крупный и ассоциирует в основ-

ном с хлоритом и кварцем, хотя количество кварца в рудах невелико. Относительное содержание сульфидного олова не превышает 10–15%, а на отдельных участках, наиболее удаленных от зоны биотитизации, снижается до 5%.

Таким образом, наиболее обогащенные оловом участки приурочены к переходной зоне от преимущественной биотитизации к пропиловидным изменениям пород, а относительное количество сульфидного олова неуклонно возрастает по мере приближения к внутренней зоне биотитизации. Данная тенденция, как это видно из приведенных ниже разрезов по месторождениям (фиг. 35), неизменно выдерживается по всем горизонтальным направлениям и по вертикали, приобретая характер универсальной закономерности. Она находит свое отражение и в региональном плане, проявляясь в соподчиненности распространения сульфостанатов в рудах оловянных месторождений различных районов Приморья интенсивности развития на их площадях метаморфизма пород.

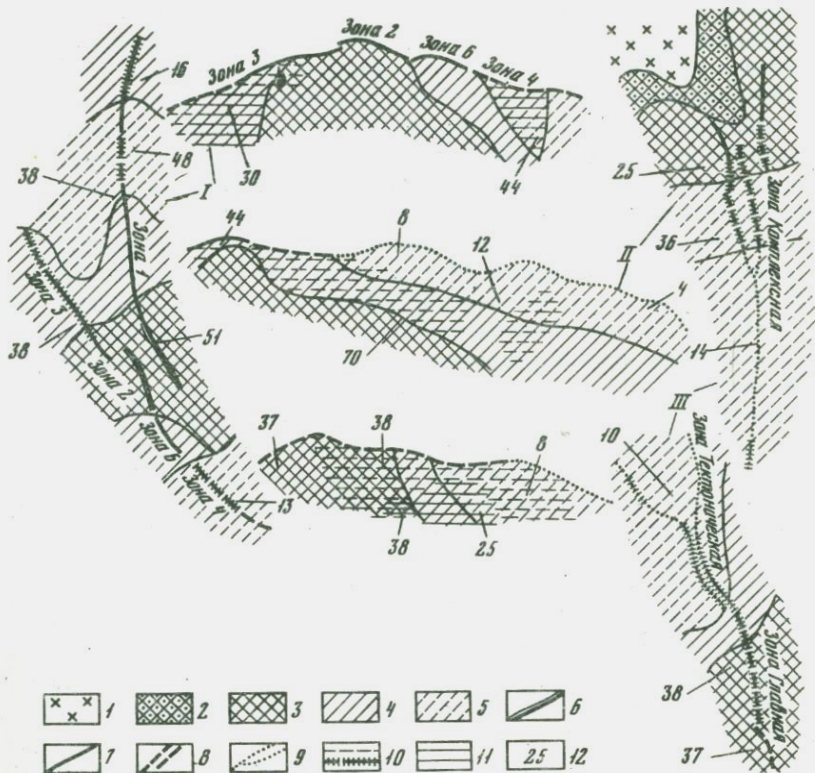
Наименьшим метаморфизмом и соответственно минимальными содержаниями сульфостанатов по всем месторождениям в целом характеризуется Кавалеровский рудный район, за ним следует Арминский, а затем Фурмановский районы.

Месторождения с минимальным содержанием сульфидного олова характеризуются широким развитием полиметаллического оруденения. Весьма показательным в этом отношении Силинское месторождение, где доля сульфидного олова в целом не превышает 1–2% и наряду с оловянно-полиметаллическими известны тела, сложенные преимущественно полиметаллическими рудами (западный фланг). Не лишне заметить, что в течение почти 20-летнего периода оно неоднократно разведывалось на полиметаллы. На месторождениях с более высоким содержанием сульфидного олова полиметаллическое оруденение развито слабо, а у крайнего представителя третьей группы (Юбилейное месторождение) в значительных количествах появляется вольфрамит – минерал, более свойственный грейзенам, чем касситерит–сульфидным месторождениям.

Околожилные изменения у месторождений первой группы выражены главным образом хлоритизацией, для второй группы характерны хлорит–серицитовые изменения с турмалином или без него, для третьей – преимущественная серицитизация и другие типы слюдицизации.

Из других рудных элементов аналогичную зависимость форм нахождения обнаруживает железо. На сравнительно низкотемпературных месторождениях с низким содержанием сульфидного олова железо наряду с сульфидными формами (пиритом и пирротинном) нередко отмечается в виде магнетита, образующего довольно крупные скопления на флангах и верхних горизонтах некоторых рудных тел (Силинское и Тернистое месторождения).

Примером несколько иного варианта зависимости локальной минерализации от метаморфизма вмещающих пород является Южное полиметаллическое месторождение (Верхне-Уссурский рудный район).



Фиг. 35. Распределение сульфидного и окисного олова в рудных телах некоторых месторождений Сихотэ-Алиня

1 - гранодиориты и кварцевые диориты, 2 - биотитовые рогики, 3 - в различной степени биотитизированные и серицитизированные породы, 4 - переходная зона, 5 - зона пропилитовидных изменений, 6 - участки рудных тел с вольфрамитом, 7-8 - компактные жильные тела с околосильным окварцеванием (7) или окварцеванием и серицитизацией вмещающих пород (8), 9 - сетчато-прожилковые и брекчиевидные тела в зонах дробления с преимущественной хлоритизацией околорудных пород, 10-11 - участки рудных тел с повышенным (10) и наиболее высоким (11) содержанием олова; 12 - относительное содержание сульфидного олова (в %); I - месторождение Юбилейное (Фурмановский рудный район), II - Зимнее (Арминский рудный район), III - Дальнее (Верхне-Уссурский рудный район)

Оно представлено несколькими жильными телами, залегающими в терригенных породах, подвергшихся сравнительно равномерной биотитизации на всей площади рудного поля. В соответствии с этим в составе нерудной минерализации в самих жилах и околожильных зонах совершенно отсутствуют такие характерные для жильных полиметаллических месторождений минералы, как хлорит и серицит, а вместо них развиваются гранат, актинолит и пироксены диопсид-геденбергитового ряда.

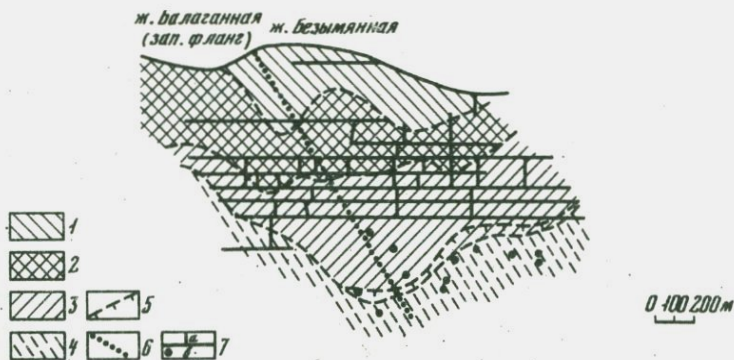
Если же рассматривать влияние метаморфизма на размещение не всей локальной минерализации, а только ее рудной составляющей (без учета почти повсеместно распространенного позднего кварца), то при этом выявляется еще одна важная и интересная закономерность. Еще значительно ранее на некоторых месторождениях, детально разведанных на большую глубину, было установлено наличие двух зон преимущественного развития сульфидной минерализации, разделенных касситеритовым "ядром". Более представительна во всех отношениях, особенно при малом эрозионном срезе, верхняя зона: она характеризуется большей вертикальной протяженностью, в ней сосредоточена основная масса сульфидных руд, минеральный состав ее более разнообразен. Так, если в нижней зоне сульфиды представлены в основном халькопиритом и арсенопиритом, то в верхней зоне наряду с ними широко распространены пирротин, сфалерит и галенит. Поскольку сульфидная минерализация охватывает оловорудные блоки не только по падению, но и по простиранию, такой тип распределения оруденения получил название зональности "рудных чехлов" [115].

С другой стороны, колыма измененных пород в пределах любой рудолокализирующей структуры, как уже отмечалось, представлена следующими зонами: биотитовой, турмалиновой, серицитовой и хлоритовой.

При сопоставлении границ распространения сульфидной и касситеритовой минерализации с зональностью метасоматического ореола выявляется, что сульфиды приурочены или в общем случае тяготеют к метасоматическим зонам с железо-магнезиальным типом замещения: верхняя - к хлоритовой зоне, нижняя - к верхам биотитовой зоны (фиг. 36). С промежуточной зоной кварц-серицитовых изменений совмещается максимум развития касситеритовой минерализации, постепенно затухающей по восстанию и падению. Причем, если кверху обычно наблюдается общее снижение интенсивности оловянного оруденения, то на глубине уровень содержания олова нередко остается высоким вплоть до выклинивания рудных тел, а существенно меняется только количественное соотношение его минеральных форм в сторону преобладания сульфостаннатов. Данная особенность наиболее характерна для оловорудных месторождений с общим высоким содержанием сульфостаннатов.

Пространственное совмещение определенных рудных ассоциаций с определенными же типами изменений вмещающих пород, и тем более их сопряженная повторяемость в вертикальном разрезе, также мо-





Фиг. 36. Схема распределения локальных метасоматитов и рудной минерализации в оловоносных жилах Силинского месторождения

1 - верхняя зона сульфидной минерализации (галенит, сфалерит, пирротин), совпадающая с преимущественным развитием хлорита в околожильноизмененных породах и метасоматическом ореоле в целом; 2 - зона комплексных оловянно-полиметаллических руд; 3 - зона кварц-касситеритовой минерализации (касситеритовое "ядро") с серицит-хлоритовым типом изменений пород; 4 - нижняя сульфидная (существенно пирротиновая) зона; 5 - верхняя граница выступа биотитизированных пород, в "провесах" и по периферии которого развита сульфидная минерализация нижней зоны; 6 - линия сопряжения жил Балаганной и Безымянной; 7 - горные выработки (а) и скважины (б).

жет рассматриваться как один из критериев одновременного формирования всего комплекса новообразованных пород и руд, представляющих данную генетическую группу гидротермалитов.

Наличие нижней сульфидной зоны вынуждает внести некоторую поправку и в понятие прямой зональности гидротермалитов 1-й группы. В строгом смысле такая зональность, по крайней мере в минералогическом отношении, не существует. Она проявляется только в определенной части колонны измененных пород, которую можно назвать ритмом. Начало нового ритма в метасоматическом ореоле обуславливает повторное появление в разрезе аналогичной или сходной зоны рудной минерализации.

Если "продолжить" колонну преобразования пород от верхней границы биотитизации, т.е. от корневых частей рудных тел, вглубь, то можно увидеть принципиально ту же картину распределения рудных компонентов, но уже в геохимическом выражении. Ритм преобразований пород представлен здесь сочетанием гранитов и обрамляющих их биотититов с преимущественным накоплением в первых литофильных элементов, а во вторых - халькофильных и сидерофильных (табл. 4 и 5).

Таким образом, на фоне этой общей ритмической зональности нижняя зона сульфидной минерализации выступает как верхняя часть одного из ритмов, если за начало ритма принимать появление зоны дебазифицированных пород (в данном случае кварц-серицитовых метасоматитов). Вполне очевидно, что если бы рудные тела заканчивались на глубине не у верхней границы биотититов, а где-то в пределах зоны кварц-серицитовых изменений, то в этом случае они имели бы прямую минералогическую зональность в "чистом" виде.

В целом совокупность рассмотренных выше прямых и косвенных признаков синхронности гидротермалитов 1-й группы прогрессивно-му этапу метаморфизма в кратком изложении сводится к следующему: 1) закономерная приуроченность в региональном плане к периферии ореолов и полей метаморфизованных пород; 2) сопряженность конкретных рудолокализующих структур с околорудными полями слабо измененных пород, "врезанными" во внешнюю кромку метаморфитов; 3) развитие трещинно-жильных систем только в сравнительно слабо метаморфизованных породах; 4) приуроченность месторождений к крутым локальным выступам биотитизированных пород; 5) существование постепенных переходов от подрудных биотититов к вышележащим метасоматитам, а внешних зон последних - к изменениям площадного распространения; 6) один и тот же характер взаимоотношений каждой внутренней зоны с внешней на всем протяжении указанного выше разреза, свидетельствующий о принадлежности всех его членов к единой колонке, в которой гидротермалиты составляют промежуточное звено, приуроченное к локальной зоне интенсивной фильтрации растворов; 7) идентичность строения (зональности) локальных метасоматитов с региональными полями и ореолами метаморфизма; 8) "экранирование" распространения на глубину жильных тел и метасоматитов верхней границей интенсивно биотитизированных пород, и как одно из следствий этого - бескорневое строение рудных тел; 9) тесная фациальная зависимость характера локальной минерализации от степени метаморфизма вмещающих пород, четко проявляющаяся на объектах различных порядков; 10) обогащение пород в процессе метаморфизма рудогенными элементами, указывающее на принципиальную возможность их локального накопления при определенных условиях; 11) хорошая сбалансированность количества ряда рудогенных элементов, "недостающего" в слабо метаморфизованных породах околорудного поля и осажденного в срединной локальной зоне (в рудных телах и эндогенных ореолах).

### ГИДРОТЕРМАЛИТЫ 2-й ГРУППЫ

Наряду с сометаморфическими образованиями существует обширная группа гидротермалитов, характеризующихся принципиально иной связью с метаморфизмом. В общем случае гидротермалиты 2-й группы представляют собой продукты более поздних (наложенных) процессов локальной переработки ранее метаморфизованных пород. Эта минерализация накладывается на породы всех ступеней мета-

морфизма, но наибольшего развития она достигается в роговиках и других высокометаморфизованных породах, включая эндоконтактные зоны и апикальные части гранитных тел.

По характеру минерализации гидротермалиты 2-й группы весьма разнообразны. К ним относится обширный ряд рудопроявлений от кварц-карбонатных, кварц-хлоритовых тел с полиметаллическим и другими типами низкотемпературного оруденения до редкометалльных грейзенов включительно. Однако при всем разнообразии и пестроте минерально-химического состава гидротермалиты 2-й группы всегда представлены более низкотемпературными ассоциациями по сравнению с метаморфическими новообразованиями во вмещающих их породах.

В отличие от гидротермалитов 1-й группы, которые являются неотъемлемой частью единой колонки метаморфизма-метасоматоза и составляют ее промежуточное локальное звено, гидротермалиты 2-й группы в эту сводную колонку не вписываются и имеют свои аналоги только во внешних зонах метаморфизма. Вместе с тем по отношению к минеральным новообразованиям прогрессивного метаморфизма устанавливается такая же фациальная зависимость их, что была отмечена выше для продуктов регрессивного метаморфизма в целом. Например, грейзенизация, как относительно высокотемпературный процесс, развивается преимущественно в эндо-экзоконтактных зонах гранитоидных тел и никогда не встречается в слабо измененных породах внешних зон полей и ореолов метаморфизма. Локальная термалинизация может развиваться в любых метаморфизованных породах, начиная с биотититов, поскольку турмалинизация в сводной колонке прогрессивного метаморфизма (в региональных и локальных его проявлениях) тяготеет к внешней части биотитовой зоны. Согласно этой же закономерности, другие типы наложенной локальной минерализации (серицитовые, хлоритовые, карбонатные метасоматиты) могут проявляться соответственно в биотитизированных, серицитизированных и хлоритизированных породах.

Таким образом, гидротермалиты 2-й группы не имеют принципиальных отличий, кроме морфологических, от других продуктов регрессивного этапа метаморфизма и поэтому могут рассматриваться как его наиболее локальные и контрастные проявления.

Иная форма связи с метаморфизмом гидротермалитов 2-й группы придает им ряд специфических черт, по которым они четко отличаются от гидротермалитов 1-й группы. Важнейшие из них: оптимальные условия образования и в связи с этим общая распространенность и положение по отношению к полям метаморфитов и массивам гранитоидных пород, генезис и морфологические особенности трещинных рудо локализирующих структур, характер вертикальной минералогической и температурной зональности, относительный возраст, взаиморасположение зон питания и осаднения рудного вещества, масштабы, степень концентрации и продуктивность оруденения и, наконец, физическая сущность процессов, обусловивших эти различия.

По степени распространенности гидротермалиты 2-й группы значительно превышают локальные проявления прогрессивного метаморфизма, что определяется по крайней мере двумя основными причинами. Первая из них заключается в том, что степень метаморфизма вмещающих пород ограничивающего влияния, подобно тому, как это проявляется для жильных гидротермалитов 1-й группы, на их развитие не оказывает. Более того, неизменное условие их широкого развития — именно интенсивный предшествующий метаморфизм пород.

Сравнительно высокая распространенность гидротермалитов 2-й группы объясняется также большими объемами пород с благоприятными условиями для их образования. Если гидротермалиты 1-й группы, контролируемые трещинными зонами, формируются в довольно узкой полосе по периферии полей и ореолов метаморфитов, то наложенная минерализация развивается во всем объеме метаморфизованных пород, а также в плутонических породах. На удалении от них, в породах очень слабо измененных или совершенно не затронутых метаморфизмом (например, в платформенных "чехлах"), эндогенных рудопроявлений, как известно, вообще не бывает.

Мелкими проявлениями (жилками, зонками) наложенной минерализации, в том числе рудоносными, буквально испещрены все выходы метаморфизованных пород. Более крупные объекты приурочены к участкам с неоднородным строением, к которым прежде всего относятся эндо- и экзоконтактные зоны интрузивов, прослои и другие тела, сложенные породами с повышенной пористостью или способностью к трещинообразованию, и вообще границы раздела пород с различными физико-механическими свойствами, а также дорудные тектонические нарушения.

Отдельные рудолокализирующие структурные элементы гидротермалитов 2-й группы и системы в целом принадлежат к контракционным трещинам отрыва, на что указывают следующие признаки: отсутствие следов смещения и скольжения стенок, разноориентированность трещин и изометрические очертания или плащеобразная форма крупных трещинных зон. Контракционная природа деформаций наиболее четко проявляется в тех случаях, когда трещинные зоны развиваются у границы блоков пород с различными физико-механическими свойствами. При этом максимум трещиноватости приходится на блоки, сложенные породами с большим коэффициентом объемного теплового расширения. Например, в контактовых зонах гранитоидных тел максимум трещиноватости и соответственно минерализации приходится на эндоконтактную часть, где этот параметр имеет большее значение по сравнению с породами кровли [153]. Имеется в виду, что температура смежных блоков пород, по крайней мере в зоне их сочленения, к началу остывания была примерно одинаковой. Тогда избирательность в развитии трещиноватости будет определяться суммарной величиной сокращения объема пород в зависимости от коэффициента их теплового расширения-сокращения.

В относительно монотонных породах благоприятным фактором формирования наиболее крупных трещин отрыва служат границы участков с различной степенью метаморфизма пород. Концентрация напряжений растяжения и развитие контракционных трещин в таких переходных зонах обусловлены, по-видимому, разной величиной сокращения объема неравномерно разогретых до этого блоков пород. Интервалы перепада температур и сокращение объема в блоках более метаморфизованных пород при их остывании будут естественно большими, что может привести к деформациям типа "межформационных" срывов.

Контракционная природа трещинных структур, вмещающих гидротермалиты 2-й группы, кроме морфологических особенностей, подтверждается еще одним немаловажным обстоятельством. Естественно, что любые метаморфизованные и плутонические породы в период остывания рано или поздно переходят из стадии субпластического состояния в твердое и претерпевают деформации, связанные с сокращением объема. Поэтому контракционные трещины могут образоваться в регрессивный период и там, где ранее формирование сколовых трещин, сопутствующих гидротермалитам 1-й группы, было невозможно вследствие пластического или близкого к нему состояния пород. Поскольку степень метаморфизма пород ограничивающего влияния на образование трещин отрыва не оказывает, они могут эшелонированно развиваться на любую глубину, затухая в батолитах только на границе с "мертвой" линией Эммонса.

Снижение интенсивности контракционного трещинообразования в пологих участках кровли и тем более в глубинных частях батолитов по М.А. Осипову [153] объясняется уменьшением скорости охлаждения интрузива, сменой последовательного (последовательного) охлаждения объемным охлаждением и компенсацией возникающего при контракционном сокращении разуплотнения пород из-за оседания кровли интрузива. Известную роль играют, вероятно, такие факторы, как снижение жесткости, повышение изотропности пород на глубине и постепенная смена в связи с этим одностороннего давления на всестороннее.

Сокращение объема происходит сразу во всей массе пород, в результате чего возникает множество центров трещиноватости, что весьма отрицательно сказывается на концентрации оруденения, связанного с регрессивным этапом метаморфизма. Минерализация этого типа обычно локализуется в мелких разноориентированных трещинах, быстро выклинивающихся по простиранию и на глубину. При наличии в породах указанных выше и других неоднородностей трещины группируются в штокверковые зоны, и тогда общий объем минерализованных пород резко возрастает.

Из изложенного следует, что все локальные образования, относящиеся к гидротермалитам 2-й группы, независимо от характера связанного с ними оруденения, - в целом более поздние по сравнению с гидротермалитами 1-й группы. Таким образом, получается на первый взгляд парадоксальный вывод, что некоторые высокотемпе-

ратурные гидротермалиты 2-й группы (например, грейзены) сформировались позднее, чем, скажем, касситерит-сульфидные месторождения. Однако это противоречие только кажущееся, поскольку во внутренних зонах метаморфитов даже через значительный промежуток времени после начала регрессивного этапа температура может быть значительно выше, чем на внешнем фронте метаморфизма в его кульминационную фазу.

Это положение хорошо согласуется с имеющимися в геологической литературе данными по определению абсолютного возраста оловянного оруденения соседних месторождений и рудопроявлений. Так, возрастной предел месторождения Нижнего (Фурмановский рудный район)  $61 \pm 9$  млн. лет, а ближайшего к нему месторождения Лучистого —  $46 \pm 5$  млн. лет [139]. Месторождение Нижнее представлено метасоматическими телами кварц-серицит-хлоритового или кварц-турмалинового состава с касситеритом и сульфидами, а для Лучистого наиболее характерна кварц-турмалиновая минерализация с касситеритом; остальные ассоциации имеют подчиненное распространение. Вмещающие породы на обоих месторождениях одинаковы — это вулканиты среднего состава и подстилающие их терригенные отложения, но на первом из них изменения площадного распространения представлены пропилитизацией, а на втором породы интенсивно биотитизированы как на площади рудного поля, так и за его пределами (фиг. 21).

Аналогичные примеры возрастных соотношений — месторождение Юбилейное и грейзеновое рудопроявление Каменское того же района, расположенные в 6–8 км друг от друга (фиг. 21). Возраст первого определен в 92 млн. лет, второго —  $72 \pm 5$  млн. лет [138]. По данным А.В. Зильберминца [77], некоторые касситерит-силикатные месторождения Северо-Востока СССР сформировались раньше, чем ближайшие к ним месторождения с касситерит-кварцевым типом минерализации: Валькумей — 102 млн. лет назад, Пырканай и Куйвиеема — 87 млн. лет. Крупные касситерит-силикатные месторождения Комсомольского рудного района (Солнечное, Фестивальное, Перевальное) имеют возрастной предел 98–105 млн. лет, а грейзены Чалбинского массива в этом же районе —  $85 \pm 4$  млн. лет [26].

Разновозрастность минерализации характерна не только для оловянных районов. Например, в пределах Аллах-Юньского района (Южное Верхоянье) выделяется группа до- и послегранитных золоторудных кварцевых жил, имеющих максимальный возрастной разрыв в 70 млн. лет при абсолютном возрасте 140–70 млн. лет [75].

Разобшенность оруденения во времени устанавливается и по геологическим данным. В пределах Бом-Горхонского рудного поля на основании геологических наблюдений, подтвержденных определениями абсолютного возраста, выделяется более ранняя по отношению к палингенным (интрузивным) гранитам и наложенная на них вольфрамовая минерализация [15]. Вольфрамовые месторождения юго-восточной части Новой Шотландии (Канада) представлены двумя

тицами: догранитными кварц-карбонатными жилами с шеелитом, арсенопиритом и рутилом, залегающие в ордовикских метапелитах субсогласно напластованию, и кварцевыми жилами с вольфрамитом, касситеритом и подчиненным количеством флюорита, шеелита, молибденита, сульфидов железа и меди, ассоциирующие с пегматитами и аплитами наиболее кислых фаз девонских батолитов [274]. Авторы делают вывод об отложении главных минералов в рудных телах первого типа из метаморфических поровых флюидов; источником металлов в этом случае они считают окружающие осадки.

Важнейший отличительный признак гидротермалитов 2-й группы – обратная вертикальная минералогическая и температурная зональность метасоматических тел, околожильных изменений и одностадийных отложений в жилах выполнения, получившая весьма широкое освещение в геологической литературе последних лет. Кроме приведенных в первой главе примеров по оловорудным и некоторым другим месторождениям, она отмечается для грейзеновых месторождений вольфрама [103, 151], молибдена [166, 242], плавикового полевого шпата [176], золота [158]. Обратная зональность описана для многих месторождений, связанных с вторичными кварцитами [140, 203, 207, 217] и альбититами [49]. В частности, В.Т. Покалов [166] подчеркивает, что такого рода зональность присуща многим молибденовым месторождениям грейзенового типа, а в некоторых работах, как уже отмечалось, она приводится в качестве стандартной схемы зональности грейзенов [70], а также их более низкотемпературных аналогов – вторичных кварцитов [140].

Развивая это положение, можно сказать, что обратная вертикальная зональность метасоматитов и одностадийных отложений в жилах выполнения характерна для всех проявлений наложенной минерализации (гидротермалитов 2-й группы) независимо от глубины, температурных условий образования и других формационных признаков. Наиболее общая черта трехмерной зональности колонки этих образований – выпадение внутренних зон с глубиной [84]. Это определяет еще одну специфическую черту строения локальных метасоматитов регрессивного этапа: максимальное развитие околожильных изменений не в нижних, как это обычно наблюдается в гидротермалитах 1-й группы, а в апикальных частях рудных тел, что особенно характерно для грейзеновых месторождений [151].

Известные примеры изучения температурной зональности подтверждают хорошую согласованность распределения минеральных ассоциаций и палеотемпературных полей. Так, на оловорудном месторождении Хинган минералогическая зональность выражена в смене на глубину грейзенов существенно хлоритовыми метасоматитами. В этом же направлении начальная температура отложения минералов снижается от 450 до 323°C [236].

По данным Р.В. Голевой и Е.С. Пастухова [49], температура минералообразования в натровых метасоматитах (альбититах) изменяется от 180°C в нижних зонах до 400°C в верхних. Минералогическая зональность в этом же направлении выражена следующим

рядом: (хлорит) – (хлорит, эпидот, магнетит, альбит) – (альбит, эгирин, гематит). С альбититами последней зоны ассоциируют сфен, апатит, малакон (фиг. 37).

В.Г. Боголепов и В.Е. Бочаров [22] установили обратную температурную зональность с перепадом от 360 до 500°C для некоторых молибден-вольфрамовых месторождений Центрального Казахстана, а И.М. Юдин [253] – для Коунрадского месторождения. Снижение температур минералообразования с глубиной характерно для ряда флюоритовых месторождений Горного Алтая, Забайкалья и Средней Азии. Градиент на отдельных объектах составляет от 15–20 до 65–70°C на 100 м [176].

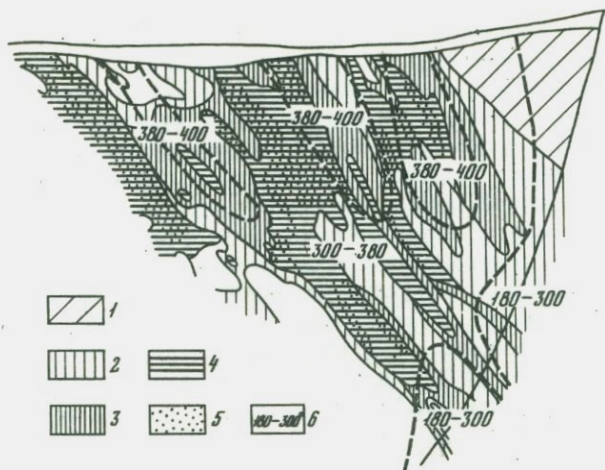
Для сравнения отметим, что в гидротермалитах 1-й группы вектор снижения температур образования отдельных минералов и всего метасоматического ореола всегда направлен кверху. По данным А.М. Кокорина и Д.К. Кокориной [92–94], перепад температуры для основных оловорудных месторождений Комсомольского района по разным рудным телам составляет от 3–6 до 15–19°C на 100 м, а для месторождений Кавалеровского района – от 4–5 до 25–30°C (Дубровское) и от 30 до 100°C на 100 м (Хрустальное и Силинское месторождения).

Неоднородность температурного поля в гидротермалитах 2-й группы плохо увязывается с обстановкой того периода, когда происходило их формирование. В самом деле, маловероятно, чтобы в эндо-экзоконтактных зонах активных интрузий или в метаморфическом ореоле, где развивается наложенная минерализация, могли быть такие резкие перепады температуры да еще с обратным вертикальным градиентом.

Объяснение этому несоответствию можно найти в работе А.Н. Дударева и В.И. Сотникова [59], посвященной формированию тепловых флюидопроводников в зонах грейзенизации. На основании комплексного изучения некоторых грейзенов Горного Алтая, подтвержденного экспериментальными исследованиями, они пришли к выводу о возможности саморазогрева активной зоны протекания процессов грейзенизации, что определяет неоднородность температурного поля. Наиболее существенная особенность грейзенизации – ее экзотермический характер; в начальный период и последующие этапы формирования зона грейзенизации служит каналом повышенной тепловой проводимости. Саморазогрев горных пород определяется соотношением между величиной проницаемости, растворимостью пород и мощностью экзотермических эффектов.

Немаловажное значение для поддержания теплового режима имеет, по-видимому, постоянное взаимодействие системы с таким высокоэффективным теплоносителем, как вода. Судя по граничным значениям теплового поля, авторы [59] считают, что исходная температура к началу процесса грейзенизации в данном случае не превышала 180–200°C. Дальнейшее развитие гидротермального процесса определяется, вероятно, взаимодействием тех же факторов, что и в гидротермалитах 1-й группы: сменой фоновой фильтрации раство-





Фиг. 37. Строение зональных натровых метасоматитов на разрезе и температурные интервалы начала декрепитации пород [49]

1 — неизменные граниты и гнейсы (микроклин, олигоклаз, кварц, биотит); 2 — метасоматиты внешней зоны изменения (микроклин, олигоклаз, кварц, хлорит I); 3 — метасоматиты промежуточной зоны изменения (микроклин, альбит, хлорит II, эпидот, магнетит); 4 — метасоматиты внутренней зоны изменения (альбититы) (альбит, эгирин, рибекит, карбонат, гематит); 5 — участки альбититов с развитием новообразований сфена, апатита, малакона, титаносодержащих окислов непостоянного состава; 6 — температурные интервалы начала декрепитации пород

ров струйчатой, гидротермальной переработкой пород с возрастанием их пористости и хрупкости, усилением локальной фильтрации, повышением общей проницаемости пород и, в конечном итоге, фракционированием компонентов с выносом одних и осаждением других под воздействием всей совокупности физико-химических факторов, управляющих этим процессом.

Экзотермический характер наложенной минерализации может привести, вероятно, даже к "перекрытию" конечных температур прогрессивного этапа, особенно в осевой части дренирующего канала. Однако периферийные зоны и в этом случае представлены, как правило, более низкотемпературными ассоциациями по сравнению с предшествующими минеральными новообразованиями площадного распространения, что принципиально отличает регрессивную минерализацию от локальных продуктов прогрессивного этапа, указывая на значительный возрастной разрыв в их формировании. Минерализация, близкая по составу площадным изменениям (без краевых низкотемпературных зон) обычно развита слабо, проявляется в виде мелких прожилков кварца с биотитом II в биотититах или переотложенного

турмалина в турмалинитах, кварц-мусковит-биотитовых "узелков" в пятнистых роговиках и т.д. Можно предполагать, что причина этого – небольшой возрастной разрыв между окончанием прогрессивного этапа эндогенного процесса и началом формирования наложенной минерализации, определяющий соответственно малый температурный перепад, объемное сокращение пород при остывании и слабое развитие контракционной трещиноватости.

Известно много вариантов объяснения обратной минеральной и температурной зональности гидротермальных месторождений, формирующихся в различной геологической обстановке. Обычно предполагается, что причина обратной зональности сравнительно низкотемпературных близповерхностных образований – смешение ювенильных вод с вадозовыми [207] или окисление сернистых газов поверхностным кислородом [137, 217].

Для объяснения обратной зональности более глубинных образований привлекается ряд факторов: меньшая чувствительность низкотемпературных растворов к температурному градиенту и снижение последнего в период остывания магматического очага [256]; перемещение активной части магматического очага внутрь интрузии [82]; быстрое остывание магматического источника и опускание уровней минералообразования [179] или относительно быстрое смешение изотерм температурного поля [78]; нейтрализация кислых постмагматических растворов в результате их взаимодействия с поровыми растворами пород [166] или наоборот – смена слабокислого режима растворов на ультракислый при их смешении с водами поверхностного происхождения [39]; эманационная и кристаллизационная дифференциация расплава [128]; гравитационное расслоение расплавов в магматическом очаге (для пегматитов) и их пульсационное поступление (сначала легких, затем тяжелых составляющих [208]).

Привлекаются также структурные факторы: развитие трещин сверху вниз при близком к горизонтальному направлении движения растворов [22] или этот же фактор независимо от направления движения растворов [103]; особенности проявления внутривидовой тектоники [150]. Из физико-химических факторов, регулирующих внутреннее развитие гидротермальной системы, большое значение придается фильтрационному эффекту [67, 157], различию величин термодинамических потенциалов глинозема и кремнезема в просачивающихся растворах [199], появлению локальных областей гидротермального промачивания в приповерхностной зоне вследствие фазового расслоения флюида, усиленного фильтрационным эффектом [65], и т.д.

Указанные доводы, однако, не достаточно убедительны и не только из-за их многозначности и подчас противоречивости. Основное несоответствие заключается в том, что горизонтальная зональность в гидротермалитах обеих групп по всем направлениям бокового растекания растворов одинакова; диаметрально противоположно только размещение зон по восстанию или падению метасоматических тел.

В гидротермалитах 1-й группы замыкание зон происходит кверху (фиг. 6-10), а в гидротермалитах 2-й группы — книзу (фиг. 11-13). Особенно отчетливо это различие выступает в крутопадающих жилообразных телах с субпараллельным симметричным расположением идентичных зон по отношению к осевой поверхности фильтрующего канала. В этом случае шарниры замыкания зон приобретают форму узких клиньев, обращенных у гидротермалитов 2-й группы книзу (фиг. 12). Таким образом, возникает весьма парадоксальное положение, когда одна и та же зона по отношению к предполагаемому восходящему движению растворов внизу (на участке замыкания) — тыловая, а выше, где она распадается на две ветви, оказывается по сравнению с вышележащими в осевой плоскости зонами уже фронтальной или внешней зоной. Совершенно очевидно, что найти объективную интерпретацию этому явлению, исходя из представления о только восходящем движении растворов, весьма затруднительно.

Обратную зональность гидротермалитов 2-й группы, как и некоторые другие особенности гидротермального оруденения, представляется возможным объяснить, используя физическое явление термо-влажностной диффузии [124]. Сущность этого явления заключается в разнонаправленном перемещении влаги при переменном градиенте температуры. Если в какую-либо увлажненную пористую среду поместить источник тепла, то под влиянием нарастающего градиента температуры возникает также градиент влажности. Ближайшие к источнику зоны обезвоживаются, а впереди возникает "волна" повышенной влажности. Возникший градиент вызывает встречную диффузию влаги, которая стремится выравнять значения влажности в нагретых и относительно холодных зонах.

Такое динамическое равновесие существует до тех пор, пока функционирует источник тепла. С прекращением или ослаблением действия источника, т.е. с понижением градиента температуры в сфере его влияния начинается процесс выравнивания влажности, стремящийся войти в равновесие с новыми условиями. Другими словами, возникает поток влаги, направленной в основном уже в сторону источника тепла.

В одной из своих работ Ф.К. Шипулин [246] использовал явление термо-влажностной диффузии для объяснения процессов контактового метаморфизма, где роль источника тепла играет интрузия. Применение законов молекулярной физики с учетом реальной геологической обстановки течения процесса позволило Ф.К. Шипулину сделать, в частности, вывод о том, что понижение температуры интрузива в сочетании с другими факторами может вызвать поток влаги со стороны боковых пород к контакту интрузива. К числу других факторов следует, вероятно, отнести сокращение объема интрузива при остывании с появлением области пониженного давления [153], а также развитие контракционной трещиноватости. Поскольку все горные породы представляют собой природную пористую среду, на них, следовательно, могут быть распространены те закономерности в перемещении влаги и тепла, которые обнаруживаются при экспериментах

с капиллярно-пористыми средами вообще. Очевидно, эти выводы применимы и к процессам метаморфизма и метасоматоза.

Все проявления метаморфизма обусловлены, по существу, теми же одновременно действующими факторами, что и эффект термовлагодиффузии, и отличаются лишь своими масштабами. Так, нарастающие градиента температуры, восходящий поток растворов, неравномерный разогрев пород — необходимые предпосылки прогрессивного метаморфизма.

Регрессивный метаморфизм, обусловленный ослаблением подтока тепла с глубин Земли, протекает в обстановке общего понижения и выравнивания температуры между внутренними и внешними зонами метаморфического фронта. Согласно закону термовлагодиффузии, понижение градиента температуры и тем более абсолютных ее значений сопровождается одновременным выравниванием влажности, т.е. оттоком растворов в сторону источника тепла, в данном случае — на глубину. Нисходящий фоновый поток растворов, встречая на своем пути различные микро- и макронеоднородности в горных породах, в том числе зоны контракционной трещиноватости, трансформируется в струйчатый поток и производит интенсивную локальную переработку пород в зоне дренирующего канала.

Обратное движение влаги, сопровождаемое дифференцированным перемещением микроэлементов, подтверждается результатами проведенного нами полевого эксперимента по изучению миграции элементов в искусственном термоградиентном поле. Ранее подобное модельное изучение процессов тепловой активации рудного вещества в термоградиентном поле было осуществлено в 1970 г. в Алмалыкском рудном районе УзССР [132]. Изучалось поведение молибдена, меди, цинка, свинца, кобальта и никеля. Установлено, что в искусственно созданном термоградиентном поле происходит заметное изменение первичного распределения микроэлементов с появлением зон пониженных и повышенных концентраций. Зоны наиболее высоких содержаний тяготеют к области максимального прогрева пород в непосредственной близости от нагревателя. Поскольку в условиях описанного опыта опробование проводилось только дважды — до нагревания и затем после остывания пород, естественно предположить, что установленное перераспределение микроэлементов представляет собой конечный результат влияния сначала нарастающего термического градиента в период нагревания и последующего его снижения в период остывания пород. Учитывая это, мы осуществили подобный же полевой эксперимент, но в несколько ином варианте, — с трехкратным опробованием пород: в исходных условиях, непосредственно по окончании нагрева и после их полного остывания (через 20 суток).

Эксперимент проводился в сравнительно однородных по составу глинистых породах позднегерцинического возраста, слагающих цокольную террасу древней речной сети в районе пос. Кавалерово (Приморский край). Породы опробовали на всех стадиях эксперимента в одной плоскости полуметровыми интервалами по керну пробуренных

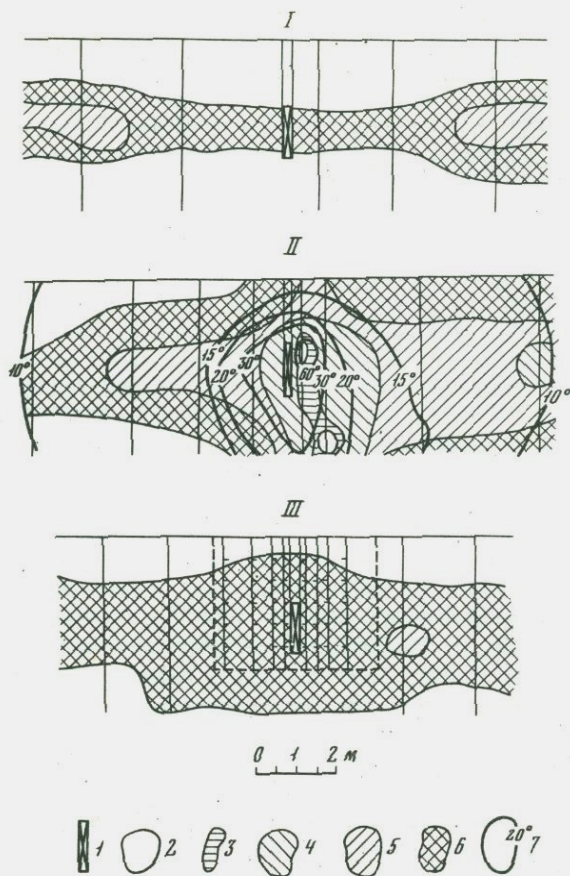
"всухую" скважин на глубину до 4 м. Прилегающий к нагревателю блок пород после остывания был вскрыт траншеей. В средней части предварительно опробованного разреза на глубину 3 м помещался селитовый нагреватель мощностью 10 квт, обеспечивающий нагрев до 1000–1200°C. Нагрев продолжался в течение семи суток непрерывно с постепенным повышением температуры в течение первых двух суток от 300 до 700–750°C.

Учитывая, что в предыдущем эксперименте теплофизические явления были изучены достаточно полно, мы сочли возможным несколько упростить комплекс исследований и режим измерений, уделив основное внимание поэтапному изучению поведения элементов в термоградиентном поле. Измерялись также распределение температур в период максимального нагрева и влажность пород в исходном состоянии, по окончании нагрева и после остывания. Пробы анализировались на Ni, Co, V, Cr, Ti, B, Sn, Cu, Zn, Pb, Ag, Hg, Ca. Количественные анализы на все элементы выполнены в лабораториях ДВГИ ДВНЦ АН СССР.

Характер распределения температуры и влажности в опробованном полигоне показан на фиг. 38. В период нагрева образовалось неоднородное тепловое поле с градиентом температур от 1200–100°C на 1 м в непосредственной близости к нагревателю, 60–20°C на удалении 1–3 м от него, до 15–7°C в краевой зоне опробованного полигона. В соответствии с градиентом температур, установившимся к концу нагрева, произошло перераспределение влажности; внутренняя зона значительно обезвожилась (4–6% по сравнению с исходной влажностью 10–14%). Зона избыточной влажности в пределах полигона не установлена. После остывания влажность выравнялась до исходных значений.

В отношении микроэлементов получены следующие основные выводы: 1) перераспределение микроэлементов происходит как при нагревании пород, так и при их остывании; 2) в период нагрева содержание большинства изученных элементов в наиболее горячей зоне резко снижается, количество их компенсируется с появлением участков вторичного обогащения на разном удалении от нагревателя; 3) при остывании происходит новое перераспределение элементов. Большинство из них (Hg, Ag, Zn, Cr, Co, V, Ga, B; частично Pb) стягивается в область бывшего нагрева, другие (Sn, Cu, Ni) концентрируются в основном по периферии области нагрева. Более детально результаты эксперимента изложены в ранней публикации [196].

На основании данного эксперимента говорить о каких-либо количественных параметрах поведения отдельных рудных элементов в термоградиентном поле и тем более переносить их на эндогенные геологические процессы преждевременно. Однако в принципе существование разнонаправленной миграции рудных элементов в горных породах при их нагревании и остывании не вызывает сомнений. Перемещение микроэлементов в более широких масштабах (до нескольких километров) устанавливается по периферии огневых забоев при подземной газификации углей [23].



Фиг. 38. Распределение температур и влажности в опробованном полигоне до нагрева (I), по окончании нагрева (II) и после остывания (III). Вертикальные линии - скважины, пунктир - контур вскрышной траншеи. Остальные пояснения в тексте

I - нагреватель; 2-6 - изолинии влажности: 2 - 4-6%, 3 - 6-8%, 4 - 8-10%, 5 - 10-12%, 6 - 12-14% и более; 7 - изотермы

Как одно из следствий, вытекающее из результатов опыта, отметим, что изменение содержания рудных элементов в горных породах, подвергшихся воздействию метаморфизма и других эндогенных процессов (или сформированных ими), - суммарный результат накопления и выноса элементов в прогрессивный и регрессивный этапы данных процессов.

Таким образом, распространение физического явления термовлагодиффузии на геологические объекты в значительной мере снимает отмеченные выше противоречия, касающиеся обратной зональности в

гидротермалитах 2-й группы. Оказывается, что минералогическая и температурная зональность в гидротермалитах обеих групп по отношению к "струе" растворов однотипна. Меняется только направление движения самих растворов: в прогрессивный этап метаморфизма и других эндогенных процессов оно восходящее, а в регрессивный — нисходящее. Находит свое место и необычная в представлении о только восходящем движении растворов последовательность формирования метасоматических зон в гидротермалитах 2-й группы, при которой ассоциации внутренних и соответственно верхних зон — более поздние образования и развиваются путем замещения минералов внешних (боковых и глубинных) зон.

Описанная зональность не универсальна и проявляется только во внутреннем строении отдельных тел, не оказывая влияния на зональность в пределах всей плутоно-метаморфической структуры. При эшелонированном расположении гидротермалитов характер наложенной минерализации в каждой ее зоне определяется степенью предшествующего метаморфизма пород, вследствие чего по мере приближения к центру палеотермического ореола низкотемпературная минерализация сменяется все более высокотемпературной. В результате возникает ступенчатая зональность, при которой объекты с обратной зональностью как бы надстраивают сводную колонну минерализации, имеющей уже прямую зональность.

Нисходящим движением растворов, формирующих регрессивную минерализацию, объясняется до некоторой степени такой "загадочный" факт, как избирательное развитие оруденения в апикальных частях массивов и мелких изолированных телах гранитоидов. Так, если количество металлов, которое может поступать на горизонтальную площадку кровли батолита из вертикального столба вышележащих пород, принять за единицу, то в крутых выступах его кровли это количество за счет бокового подтока растворов возрастает в несколько раз в зависимости от соотношения объемов дренируемого блока пород и участков локализации. Образующиеся здесь "арочные" зоны разуплотнения и контракционной трещиноватости пород [153] определяют высокую концентрацию оруденения.

Гидротермалиты выделенных групп, кроме особенностей строения, различаются также по взаиморасположению областей питания и осаждения рудного вещества. В формировании гидротермалитов 1-й группы, как и в геохимическом обогащении метаморфизованных пород, может участвовать рудное вещество, заимствованное при метаморфизме и других эндогенных процессах из всех нижележащих толщ земной коры, включая вещество мантийного происхождения. Для гидротермалитов 2-й группы областями питания рудным веществом служат вышележащие толщи пород, из которых при ретроградном движении растворов поступает как ранее привнесенное вещество глубинных зон, так и вновь мобилизованное из самых верхних горизонтов земной коры.

Это положение хорошо согласуется, на наш взгляд, с данными по изотопному составу рудообразующих элементов, показывающими.

Таблица 6

Изотопный состав серы сульфидов Смирновского и Верхне-Уссурского месторождений [74]

Минерал	$\delta S^{34}\text{‰}$					
	Смирновское			Верхне-Уссурское		
	от	до	среднее	от	до	среднее
Арсенопирит	-0,3	-3,1	-1,6(6*)	-1,4	-2,9	-2,1(9)
Пирротит	-1,0	-2,3	-1,7(3)	-0,6	-4,6	-2,5(19)
Станнин	+0,3	-1,6	-0,6(6)	-	-	-
Сфалерит	+2,0	-3,9	-0,8(11)	+1,7	-4,1	-0,9(9)
Галенит	+3,2	-4,1	-2,1(11)	-	-	-
Среднее			-1,4			-2,1

\*Число проб.

что источники рудного вещества для большинства месторождений имеют полигенный характер [47, 204, 226]. Находит свое объяснение и такой довольно парадоксальный факт, что изотопный состав кислорода ряда сравнительно высокотемпературных гидротермальных месторождений (при условии, что они относятся к гидротермалитам 2-й группы) соответствует поверхностным водам [226].

Применительно к оловорудным месторождениям региона это положение подтверждается данными по изотопному составу серы в сульфидах. В табл. 6 приведен изотопный состав серы двух месторождений Верхне-Уссурского рудного района, расположенных в 20 км друг от друга. Первое из них (Смирновское) – типичный представитель гидротермалитов 1-й группы. Второе по совокупности признаков (расположению в поле ороговикованных пород, широкому развятию в верхних частях рудных тел грейзеновой минерализации, обратной вертикальной зональности и др.) относится к гидротермалитам 2-й группы. Сдвиг гистограммы общего изотопного состава вправо и особенно вариации значений  $\delta S^{34}\text{‰}$  в отдельных минералах указывают на заметное облегчение серы сульфидов Верхне-Уссурского месторождения. Это можно объяснить или особенностями изотопного фракционирования, или, что более вероятно, участием в гидротермальном процессе диагенетической серы.

Таким образом, анализ условий образования оловорудных месторождений Сихотэ-Алиня позволяет сделать вывод о том, что гидротермальное оруденение наиболее тесно связано именно с процессами метаморфизма. По характеру связи все проявления локальной гидротермальной минерализации разделяются на две крупные генетические группы, представляющие собой частные продукты прогрессивного и регрессивного этапов метаморфизма, сводная характеристика которых дана в табл. 7.



Таблица 7

Сравнительная характеристика гидротермалитов 1 и 2-й групп

Признаки	Гидротермалиты 1-й группы	Гидротермалиты 2-й группы
Пространственное положение по отношению к полям и ореолам метаморфизма	Располагаются по периферии субрегиональных полей и контактовых ореолов метаморфизма. Всегда отделены от них подковообразными локальными зонами слабо измененных пород, занимая их центральную или осевую часть	Располагаются в пределах полей и ореолов метаморфизованных пород, а также в апикальных и эндо-экзоконтактных частях массивов и штоков гранитоидов
Характер связи локальной минерализации с метаморфизмом	В миниатюре повторяют строение метаморфических ореолов, но с более интенсивной переработкой пород. Внешние зоны метасоматитов сливаются с региональными изменениями пород, а все внутренние представлены более высокотемпературными парагенезисами	Развиваются путем локального выщелачивания метаморфизованных и магматотипных пород. Локальная минерализация, сформированная в данной зоне метаморфизма, может быть представлена минеральными парагенезисами всех внешних зон прогрессивного метаморфизма. Аналоги внутренних зон отсутствуют
Характер вертикальной минералогической и температурной зональности метасоматитов или одностадийных отложений в жилах выполнения	Прямая минералогическая зональность: каждая последующая внешняя (в плане) зона — в то же время более верхняя. Наиболее глубинная зона представлена локальным выступом метаморфизованных пород. Вектор снижения температур образования отдельных минералов и всего метасоматического ореола всегда направлен вверх	Обратная зональность: каждая последующая внешняя (в плане) зона — соответственно более глубинная, т.е. зоны замыкаются книзу. Вектор понижения температур минералообразования направлен книзу. Самая нижняя зона представлена наиболее низкотемпературными минеральными новообразованиями
Условия развития (отношение к метаморфизму) локализирующих структур	Формируются только в слабо метаморфизованных породах (в пределах околорудных полей), еще не потерявших жесткости и способных к дизъюнктивным деформациям	Развиваются преимущественно в интенсивно метаморфизованных и магматотипных породах в период их остывания или затвердевания и последующего остывания

Таблица 7 (продолжение)

Признаки	Гидротермалиты 1-й группы	Гидротермалиты 2-й группы
Критические ступени метаморфизма, при которых формирование структур становится невозможным	Для терригенных и эффузивных пород среднего состава интенсивная биотитизация, для кислых эффузивов - серицитизация и мусковитизация для основных - амфиболитизация, для всех - гранитизация	Подобных ограничений не существует. Более того, неперенное условие их развития - интенсивный предшествующий метаморфизм и ультраметаморфизм
Морфологические особенности рудовмещающих структур	Сравнительно малочисленные, но весьма протяженные по простиранию и падению трещины, ориентированные преимущественно в каком-либо одном направлении	Серии многочисленных мелких разноориентированных трещин, образующих в местах сгущения штокверковые или плащобразные зоны, реже нарушения типа "межформационных" срывов
Генетический тип рудовмещающих структурных элементов	Преимущественно склоновые трещины или зоны дробления, формирующиеся в обстановке сжатия	Трещины отрыва, формирующиеся в обстановке растяжения
Причины образования рудовмещающих трещин	Неравномерный разогрев пород: тепловое расширение пород при метаморфизме и разрядка возникших напряжений сжатия за счет дизъюнктивных деформаций в жестких породах околорудного поля	Контракционное трещинообразование, связанное с остыванием и сокращением объема пород
Характер временной связи с процессами метаморфизма	Частные (локальные) проявления прогрессивного метаморфизма	Частные (локальные) проявления регрессивного метаморфизма
Относительный возраст при прочих равных условиях	Сравнительно древние. Временный разрыв для	Более молодые соседних объектов достигает 20 млн. лет
Главная генетическая черта	Формируются на фронте восходящих метаморфизирующих растворов в результате их неравномерной фильтрации	Образуются при нисходящем движении растворов в регрессивный этап метаморфизма

Таблица 7 (окончание)

Признаки	Гидротермалиты 1-й группы	Гидротермалиты 2-й группы
Источники рудного вещества (области питания)	Вещество полигенное, мобилизованное эндогенными процессами из любых глубинных зон земной коры	Участвует глубинное вещество, привнесенное в прогрессивный период развития эндогенных процессов и вновь мобилизованное нисходящим потоком растворов

Из существа изложенного также следует, что с плутоническими породами (например, гранитами) гидротермальное оруденение непосредственной связи не имеет. Необходимо подчеркнуть, что речь идет не об отрицании связи вообще, а о некотором уточнении места гидротермального оруденения в цепи эндогенных процессов. В общепринятой классификации форм связи гидротермального оруденения с магматизмом характер взаимоотношений между ними наиболее полно отражается понятием "парагенетическая связь", подразумевающим их тесное сродство как продуктов единого процесса дифференциации вещества земной коры и мантии.

Существование парагенетической связи особых доказательств не требует. Она объективно подтверждается повсеместными проявлениями локальной температурной зональности по отношению к отдельным выходам гранитных тел [108, 252] и зональностью более крупных порядков, выражающейся в региональной пространственной и временной ассоциации оруденения определенных типов с определенными комплексами плутонических пород. Общеизвестна закономерная приуроченность месторождений литофильной группы к областям широкого развития гранитоидного магматизма батолитического типа, а оруденения халькофильно-сидерофильного профиля - к участкам распространения базальтоидного магматизма. Указанная взаимосвязь становится еще более значимой, если принять во внимание, что рудно-магматические комплексы в своем пространственном размещении приурочены к тектоническим структурам определенного знака: первый - к поднятиям, второй - к прогибам; переходные зоны характеризуются промежуточным типом оруденения и магматизма [79, 202].

В наличии парагенетической связи легко убедиться при сравнении особенностей геологического строения любых блоков земной коры, даже находящихся в одной структурно-фациальной или металлогенической зоне, но отличающихся по преимущественному развитию тех или иных типов гидротермального оруденения. Различия в интенсивности и характере проявлений на уровне современного эрозийного среза общих эндогенных процессов, о чем можно судить,

по степени распространенности и специфичности их продуктов, непосредственным образом определяет, как было показано выше, на примере Фурмановского и Кавалеровского рудных районов, различия гидротермального оруденения.

В общем геохимическом процессе, приводящем в определенных условиях к образованию гидротермальных месторождений, очаги гранитообразования выступают как зоны интенсивного фракционирования микроэлементов: они характеризуются дефицитом относительно подвижных сидеро-халькофильных элементов и накоплением литофильных элементов. В этом смысле гранитообразование наряду с метаморфизмом может рассматриваться как рудогенерирующий процесс. Масштабы и роль собственно постмагматического рудообразования, в его обычном понимании, представляются незначительными. Относимые к этой генетической группе месторождения должны обладать вполне определенными признаками, о которых будет сказано ниже.

### КРИТЕРИИ МЕТАМОРФОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Изложенная модель рудообразования позволяет наметить ряд признаков, при наличии которых метаморфический генезис гидротермальных месторождений независимо от условий их залегания, рудной спецификации, возраста и других различий устанавливается вполне однозначно.

Для жильных месторождений это прежде всего пространственная разобщенность с крупными телами плутонических пород, которые можно было бы рассматривать как материнские очаги, и отсутствие между ними соединяющих каналов или проводников, т.е. бескорневое строение рудных тел. Решающий признак принадлежности гидротермалитов прогрессивному этапу метаморфизма — замещение внутренних и глубинных зон локальных метасоматитов минеральными новообразованиями нижележащих региональных метасоматитов, а в верхних и периферийных частях, напротив, — "наступление" локальных метасоматитов на региональные, что в совокупности определяет гидротермалиты как составную часть сводной колонки эндогенных преобразований пород. Гидротермалиты регрессивного этапа отличаются наложенной и более низкотемпературной минерализацией (сравнительно с метаморфизмом вмещающих пород), сочетающейся с обратной вертикальной зональностью рудоотложения, эндогенных ореолов, метасоматитов и температуры минералообразования.

Месторождения и отдельные рудные тела, локализующиеся непосредственно в пределах активных интрузий, близкие к ним по возрасту и к тому же обладающие прямой зональностью, относятся, вероятнее всего, к собственно постмагматическим образованиям. В данном случае необходимость в так называемых рудоподводящих каналах, естественно, отпадает. Но если при таких же пространственно-временных взаимоотношениях оруденения с интрузиями рудные тела характеризуются комплексно проявленной обратной зональ-

ностью, указывающей на несомненное участие в их формировании нисходящих растворов, то оруденение не может рассматриваться иначе как частный продукт регрессивного этапа метаморфизма, т.е. гидротермалит 2-й группы.

По отношению к месторождениям стратиформного типа с заведомо бескорневым строением метаморфогенная концепция приемлема в тех случаях, когда руды несут все признаки эпигенетичности по отношению к вмещающим породам, особенно если последние представлены осадочными и другими неэндогенными образованиями. Месторождения этого морфологического типа также могут быть представлены той или иной генетической группой с характерными для нее признаками. Так, замещение околорудных пород и руд типичными метаморфическими минералами (биотитом, кордиеритом и др.) можно рассматривать как "надвигание" тыловых зон на внешние, а весь комплекс локальных новообразованных пород — соответственно как частный продукт прогрессивного этапа метаморфизма. Повсеместная же наложенность локальной минерализации на метаморфиты в сочетании с другими признаками явно указывает на ее принадлежность к продуктам регрессивного этапа.

Не исключено также пространственное совмещение гидротермалитов 1 и 2-й групп. Например, пластовые рудные тела, несущие основную массу руд, по совокупности признаков могут оказаться сометаморфическими образованиями, а наложенные на них секущие жильные тела — продуктами регрессивного этапа этого же процесса. Косвенно возможность такого совмещения подтверждают данные абсолютной геохронологии по некоторым колчеданным месторождениям, указывающие на существование двух этапов формирования оруденения, разделенных периодом в 60–70 млн. лет [150, 241].

Интерпретация генезиса наиболее затруднительна для месторождений, приуроченных к эндо-экзоконтактовым частям интрузивных тел и имеющим форму штокверков или плащеобразных залежей. Морфологически они слабо выражены, а детали их внутреннего строения (зональности) по сравнению с жильными телами проявлены нечетко. В силу указанных причин ни один из предлагаемых прямых критериев здесь практически неприменим, и вопрос о генезисе оруденения должен рассматриваться с учетом косвенных признаков и более общих исходных предположений.

Один из важных косвенных признаков, имеющий значение для месторождений любого морфологического типа, — тесная фашиальная зависимость вещественного состава руд и локальных метасоматитов от метаморфизма вмещающих пород. Если при региональных металлогенических исследованиях эта зависимость устанавливается как закономерность, то метаморфическая природа оруденения и принадлежность его прогрессивному этапу вряд ли может оспариваться. Еще более показательна, когда такая зависимость проявляется в разрезе отдельных рудных тел, и выражается, например, в двухъярусном расположении зон сульфидной минерализации, приуроченных к идентичным по химизму зонам региональных метасоматитов. Дру-

гой косвенный признак, указывающий уже на регрессивную природу оруденения, — его более поздний возраст по сравнению с плутоническими породами, особенно гранитоидами.

Разумеется, приемлемость той или иной концепции рудообразования во всех случаях определяется также общими петрологическими и геохимическими предпосылками. Например, если для плутонических пород объективно и достаточно четко аргументирована интрузивно-магматическая природа, а метаморфизм, по крайней мере в отношении рудных элементов, имеет существенно изохимический характер, то возможность интерпретации генезиса оруденения, связанного с данным тектоно-магматическим циклом, как метаморфического явно отпадает. Точно так же, наличие доказательств об образовании плутонических пород немагматическим путем исключает не только возможность обсуждения, но и постановку вопроса о приемлемости постмагматической концепции рудообразования. Приведенное сопоставление иллюстрирует общеизвестное положение, что теория рудообразования не может развиваться изолированно и что она существенным образом зависит от общего уровня развития основополагающих отраслей геологической науки.

В данной главе рассмотрены далеко не все аспекты связи гидротермального оруденения с более общими эндогенными процессами. Однако даже частичный анализ этих связей на примере оловорудных месторождений Сихотэ-Алиня показывает, что метаморфогенная концепция приемлема не только для узкой группы собственно метаморфических месторождений. Она не противоречит генеральным закономерностям размещения гидротермальных месторождений и вместе с тем позволяет с единых позиций, т.е. достаточно объективно, объяснить многие особенности их генезиса, не прибегая к дополнительным или специальным умозрительным построениям.

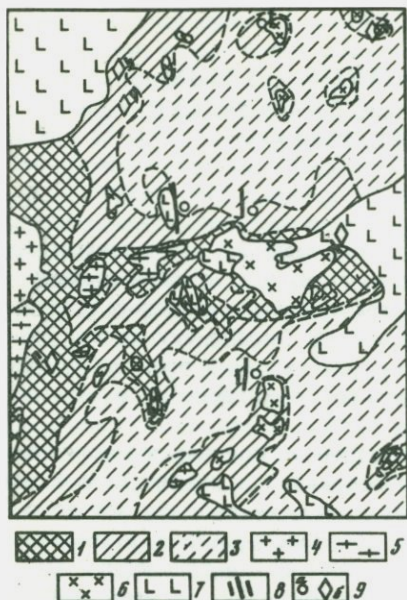
## НЕКОТОРЫЕ РЕГИОНАЛЬНЫЕ АСПЕКТЫ МЕТАМОРФОГЕННО-ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

На основе имеющихся в литературе материалов, дополненных отчасти результатами собственных наблюдений, рассмотрим возможность интерпретации оловорудных месторождений некоторых других регионов как метаморфогенных образований. Задача эта не из легких, так как требуется сопоставление не отдельных признаков, а совокупности многих, о большей части которых сведений в литературе не имеется.

На общем фоне слабой изученности рудных районов и месторождений в данном аспекте наиболее благоприятно выглядит Комсомольский оловорудный район (Хабаровский край), на площади которого проведено картирование метаморфической зональности и достаточно детально изучены строение и условия образования рудоносных минерализованных зон. Как видно на карте (фиг. 39), в этом районе наблюдаются те же особенности пространственного взаимоотношения оруденения с метаморфитами, что и в пределах Сихотэ-Алиня. Так, все крупные месторождения района располагаются по периферии обширного поля биотитизированных пород, обрамляющего с востока Чалбинский массив гранитоидов; они же характеризуются четко выраженной прямой зональностью околорудных метасоматитов, обобщенная схема которой показана на фиг. 10. Имеется на этих месторождениях и такой важный рудоконтролирующий элемент, как "экранирующие" локальные выступы биотитизированных пород (фиг. 40). Аналогичный характер возрастных соотношений биотититов с локальными метасоматитами (фиг. 41 и 42) позволяет говорить о бескорневом строении рудных тел, а в сочетании с другими признаками — о принадлежности указанных месторождений к локальным формированиям прогрессивного этапа плутоно-метаморфизма, т.е. к гидротермалитам 1-й группы.

Большинство месторождений и рудопоявлений района расположено среди полей интенсивно биотитизированных пород, что может рассматриваться как один из признаков их регрессивной природы, хотя достаточно надежного обоснования этому не имеется. Известно только, что на входящем в эту группу месторождении Придорожном проявлена обратная вертикальная зональность оруденения, выражающаяся в снижении с глубиной распространенности касситерита и все большем преобладании низкотемпературной сульфидной минерализации [142].

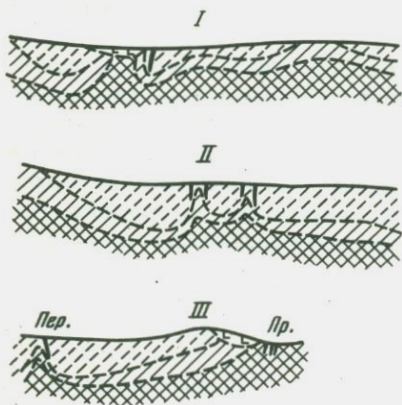
Существенно иной ситуацией характеризуется другой ближайший к Сихотэ-Алиню оловорудный район — Хинганский. На всех достаточно изученных месторождениях района, судя по литературным данным, проявлена обратная вертикальная зональность [82, 197, 231,



Фиг. 39. Схематическая карта метаморфизованных пород Комсомольского оловорудного района [130]

1 - интенсивно метаморфизованные породы (роговики и биотиты); 2 - слабобиотитизированные породы; 3 - пропилитизированные породы с новообразованиями серицита, гидрослюд, хлорита и эпидота; 4 - крупнозернистые рогово-обманково-биотитовые граниты; 5 - граниты - гранодиориты; 6 - диориты, преимущественно кварцевые; 7 - базальты; 8 - месторождения и рудопроявления; 9 (а и б) - гидротермалиты 1 и 2-й групп (по автору)

238]. Например, по данным Г.В. Идиксон [82], на одном из месторождений района отчетливо намечаются два яруса минеральных фаций гидротермального метасоматоза. Верхний, наиболее удаленный от кровли интрузива, представлен относительно высокотемпературной турмалин-кварцевой фацией. Нижний ярус, охватывающий участки кровли в интервале 100-110 м от контакта интрузива, выделяется по развитию сидерофиллито-кварцевой и хлоритовой фаций метасоматитов. Аналогичным типом зональности характеризуется другое месторождение этого района (фиг. 12). К изложенному следует доба-

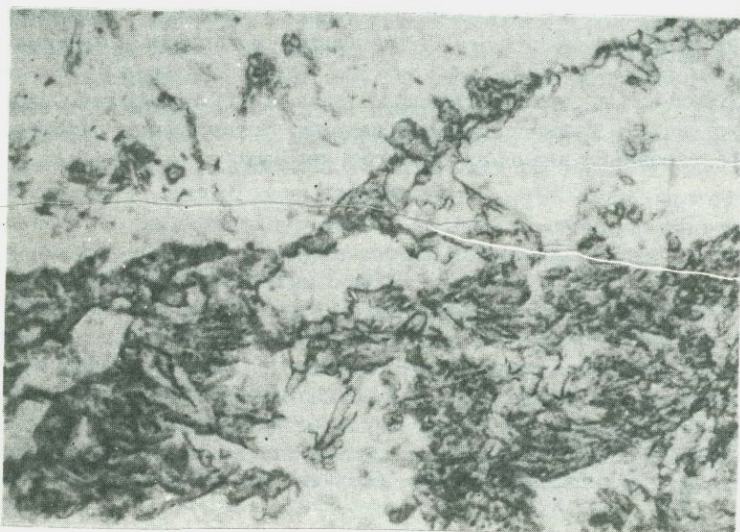
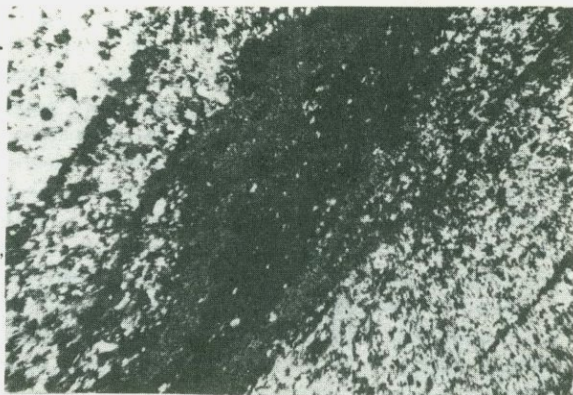


Фиг. 40. Схема метаморфической зональности в пределах некоторых оловорудных полей Комсомольского рудного района (разрезы)

I и II - разрезы через месторождения Солнечное (по рекам Амут и Силинка) и Фестивальное (по р. Холдами); III - разрез между месторождениями Перевальное (Пер.) и Придорожное (Пр.). Условные обозначения те же, что на фиг. 39



Фиг. 41. Прожилко-  
видная зона тонкозер-  
нистого турмалина  
(темное) рассекается  
"согласными" ветвя-  
ющимися прожилками  
микрولитового биоти-  
та. Солнечное олово-  
рудное месторождение,  
карьер. Ув. 20, без  
анализатора



Фиг. 42. Прожилковые и сгустковые обособления биотита в интен-  
сивно серицитизированном алевролите. Фестивальное месторождение,  
горизонт штольни Капитальная. Ув. 20, без анализатора

вить, что минералогическая зональность сочетается здесь с обрат-  
ной температурной зональностью [238]. Таким образом, налицо  
весьма внушительный признак, позволяющий рассматривать олово-  
рудные месторождения района как продукты регрессивного этапа  
эндогенного процесса, сформировавшиеся при нисходящем движении  
растворов, показателем чего служит обратная минералогическая и  
температурная зональность.

Сведения по другим оловоносным провинциям и районам менее  
представительны. Обычно это разрозненные, не подкрепленные опи-

санием других важных в рассматриваемом аспекте черт, данные о зональности [58, 123, 152, 234, 256, 257, 259], возрастной разобщенности оруденения [26, 78], противоречивом характере по-стадийного распределения минеральных ассоциаций [220, 234], Редко упоминается о бескর্ণевом строении рудных тел [220]. При описании вертикальной зональности основное внимание акцентируется на распределении собственно рудных ассоциаций без характеристики зональности метасоматитов, палеотемпературного поля и без четкой аргументации того, зональность какого типа (фациальная или пульсационная) проявлена на данном объекте.

Вполне очевидно, что отстаивать тезис о метаморфическом генезисе всех или большинства оловорудных месторождений при таком уровне информации преждевременно; это приведет только к дискредитации данной концепции.

Аналогичная ситуация за редкими исключениями [49] складывается и в отношении месторождений других металлов. Следовательно, вопрос о приемлемости метаморфогенной концепции в каждом конкретном случае должен решаться на месте с учетом если не всех, то большинства соответствующих признаков. Со временем, когда сопряженность признаков будет надежно установлена, необходимость многостороннего анализа, вероятно, отпадет.

## К ВОПРОСУ О МЕХАНИЗМЕ МИГРАЦИИ И ОСАЖДЕНИЯ ВЕЩЕСТВА ПРИ МЕТАСОМАТОЗЕ И РУДООБРАЗОВАНИИ

### РОЛЬ ФАЗОВЫХ ПЕРЕХОДОВ ВОДЫ В МОБИЛИЗАЦИИ, ПЕРЕНОСЕ И ОСАЖДЕНИИ КОМПОНЕНТОВ И ДРУГИЕ ВОЗМОЖНЫЕ МЕХАНИЗМЫ МИГРАЦИИ

Механизм миграции и осаждения вещества в природных гидротермальных системах – наиболее важный вопрос, краеугольный камень любой теории рудообразования. Бескорневое строение рудных тел и отсутствие на подступах к ним следов происхождения специальных рудоносных растворов объективно указывают на существование механизма, приводящего к обособлению локальных объектов в макросистеме метаморфизма и других эндогенных процессов. Предпринимаемая попытку рассмотреть некоторые аспекты этого мучительного, по выражению К.В. Краускопфа [105], вопроса, автор отдает себе отчет о всей трудности предстоящей задачи, учитывая, что сущность многих даже отдельно взятых физико-химических факторов, управляющих гидротермальными системами, а тем более их взаимодействие, изучены еще очень слабо.

Общеизвестно, что процесс рудообразования, т.е. массового отложения металлов в локальных участках, сопровождается интенсивным местным перераспределением петрогенных элементов с образованием зонально построенных ореолов гидротермально измененных пород. Для сиалических плутогенных месторождений характерны однотипные изменения: окварцевание, серицитизация, каолинизация и другие, независимые от металла, накапливающегося в рудных телах.

Для температурного интервала 600–300°C типично активное разложение силикатных пород с выносом щелочных, щелочноземельных и прочих металлов с осаждением рудных компонентов [149]. Универсальность этой закономерности, не зависящей от температуры, глубины формирования (давления), возможных различий в составе растворов и других "стандартных" факторов, весьма убедительно указывает на существование какого-то единого физико-химического механизма, управляющего развитием локальных гидротермальных систем.

Другая, не менее важная особенность метасоматоза заключается в повторном появлении зон, сложенных идентичными или сходными минеральными парагенезисами; в некоторых же случаях происходит повторение или многократное чередование всех членов метасоматической колонки. Общие масштабы объектов или их отдельных частей, в пределах которых проявляется повторная зональность, могут

быть весьма различны. Она наблюдается как в мелких прожилковых или гнездовидных обособлениях, так и в крупных рудных телах и обширных блоках околорудноизмененных пород, включая весь ореол гидротермально переработанных пород, а также в более крупных образованиях нерудного характера: массивах плутонических пород, контактовых ореолах и т.д.

Приведем конкретные примеры, иллюстрирующие эту особенность строения метасоматитов. Так, двумя зонами железо-магниевого метасоматоза (хлоритовой и турмалин-биотитовой), разделенными зоной выноса оснований, характеризуются ореолы всех крупных оловорудных месторождений Сихотэ-Алиня. Ореолы локальных метасоматитов обычно обрамляются обширными нечеткими зонами гидрослюдисто-серicitовых изменений, постепенно сливающимися с пропилитами околорудного поля.

Метасоматиты собственно рудных тел представлены главным образом кварцем, хлоритом, серицитом и турмалином. Существенно кварцевая зона обычно занимает осевую часть рудного тела, а хлорит-турмалиновая ассоциация приурочена к внешним зонам с преобладанием турмалина в нижних, а хлорита - в верхних частях рудных тел. Касситерит в своей основной массе тяготеет к переходной кварц-турмалиновой зоне, а сульфиды ассоциируют с турмалином и хлоритом. Следующая зона представлена в различной степени проявленными кварц-серицитовыми изменениями вплоть до типичных метасоматитов. Картина околорудных изменений существенно не меняется и в этом случае, когда рудные тела представлены жилами выполнения. От метасоматических тел они отличаются строением только внутренней кварцево-рудной зоны.

Представление о химизме локального метасоматоза на примере одного из оловорудных месторождений дает табл. 8, из которой видно, что во всех литологических разновидностях пород однотипным минеральным изменениям отвечает вполне определенная направленность изменения и химического состава. Так, хлоритизация сопровождается выносом кремния и привносом железа и магния, а эпидотизация и карбонатизация, кроме того, привносом кальция. При серицитизации и окварцевании наблюдается обратная картина: вынос оснований и привнос кремния и калия. Биотитизация по химизму близка к процессу хлоритизации, не считая привноса калия. Для турмалинизации наиболее характерен привнос железа, а также бора, содержание которого достигает 2-3%. Аналогичная тенденция перераспределения элементов по фациям метасоматитов отмечается для других оловорудных месторождений района [232].

Таким образом, на описываемых объектах по крайней мере дважды в пределах метасоматической колонки повторяются зоны относительной лейкократизации и меланократизации пород. Для метасоматического ореола в целом это выражается сменой биотитов и турмалинитов зоной серицитизации, затем эпидот-хлоритизации и гидрослюдизации-серицитизации, а в рудных телах - сменой существенно кварцевой породы осевой части турмалин-хлоритовыми ото-



Фиг. 43. Ритмичное чередование хлоритовых (темное) и кварц-серицитовых зон в околожильном метасоматите. Месторождение Силинское, жила Главная. Ув. 10, без анализатора

рочками, затем внешней зоной кварц-серицитовых изменений, за которой иногда снова появляется зона усиления хлоритизации. На фоне этой общей зональности в рудных телах выделяются мелкие, подчас субмикроскопические участки, в которых наблюдается многократное ритмическое чередование зонок кварца и турмалина или кварца и хлорита (фиг. 43).

Указанные особенности строения метасоматитов характерны не только для касситерит-сульфидных месторождений. Они широко проявлены в колчеданных, скарновых и грейзеновых месторождениях и в отдельных мелких жилах, залегающих в роговиках и других метаморфизованных породах. Для колчеданных месторождений Южного Узбекистана [159] в качестве характерной особенности околорудных изменений пород отмечается образование зональных каемок в зальбандах сульфидных прожилков. Поперечная зональность околорудных метасоматитов имеет следующий вид: сульфидное тело, серицитовая зона, серицит-хлоритовая, монохлоритовая, монокварцевая, кварц-серицитовая, вмещающие породы (туфы липаритового состава).

Нередко в подзоне, примыкающей к рудному телу, вместо серицитовой развивается хлоритовая порода. На некоторых колчеданных месторождениях Южного Урала ритмическая зональность проявляется в двух-четырекратном чередовании кварц-серицит-карбонатных и хлорит-эпидот-гематитовых метасоматитов в надрудной части ореола измененных пород, а в самой залежи - в ритмическом уве-

Таблица 8

Химический состав (в %) локальных метасоматитов (месторождение Дубровское)

Проба *	SiO	TiO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO
1	63,62	0,80	17,43	0,95	4,04
2	59,02	0,80	18,05	0,76	10,30
3	59,50	0,78	15,38	1,77	10,36
4	58,78	0,85	17,30	0,00	7,06
5	66,02	0,80	16,35	0,00	4,73
6	75,74	0,43	10,86	0,25	2,16
7	71,75	0,60	12,02	0,34	3,13
8	64,14	0,76	17,94	0,68	3,34
9	67,88	0,71	14,07	0,89	3,78
10	65,16	0,36	15,23	0,96	5,41
11	67,56	0,50	10,84	1,27	3,05
12	70,20	0,24	13,44	0,00	8,64
13	61,34	0,88	19,38	0,12	5,41
14	75,94	0,42	12,84	1,91	1,13
15	72,18	0,35	12,60	0,33	4,08
16	79,24	0,24	10,03	0,60	1,94
17	73,20	0,48	13,50	0,85	1,80
18	72,94	0,32	12,11	0,93	2,08
19	73,65	0,43	12,06	0,00	3,73
20	73,68	0,42	11,39	0,51	2,19
21	81,84	0,28	10,03	1,29	0,70
22	78,70	0,33	9,53	3,68	1,02
23	77,80	0,53	11,18	0,18	2,99
24	77,04	0,22	10,31	0,30	2,88
25	76,08	0,29	12,01	3,44	2,95
26	74,36	0,28	12,10	4,20	2,94

\*1-8 - алевролиты, 9-15 - песчаники мелкозернистые и алевропесчаники, 16-24 - песчаники среднезернистые. Фации метасоматитов: 1, 9, 16 - слабо измененные, условно исходные, породы (среднее из 9, 5 и 2 анализов соответственно); 2, 3, 10, 17,

личении или уменьшении количества сульфидов [106]. Тонкополосчатые везувиан-магнетит-флюоритовые породы, развивающиеся по периферии скарновых залежей и в самих скарнах, описаны для одного из районов Приморья [210].

Зональность в распределении продуктов постмагматической переработки гранитоидов, по А.А. Беусу и Н.Е. Залашковой [18], выражается в последовательной локализации процессов с переходом от площадной микроклинизации, охватывающей всю апикальную часть

	MnO	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O
	0,09	0,95	2,22	1,58	3,68	2,94
	0,09	0,51	2,13	0,07	2,93	4,25
	0,30	0,75	2,92	0,10	2,23	4,35
	0,17	3,83	3,60	0,65	2,76	2,75
	0,04	4,50	2,01	0,98	1,95	2,13
	0,07	2,38	1,13	2,71	2,90	1,17
	0,05	2,51	1,54	2,01	2,97	1,86
	0,03	0,56	2,56	1,25	5,14	2,48
	0,16	1,58	1,66	2,02	3,14	2,45
	0,18	3,28	2,66	1,50	2,08	2,35
	0,12	6,40	1,78	1,40	2,33	0,88
	0,03	0,55	1,39	0,05	2,81	2,30
	0,03	0,51	1,45	0,17	4,23	3,71
	0,064	0,18	0,91	0,04	3,16	2,52
	0,02	1,33	1,75	1,63	4,70	0,80
	0,08	0,56	0,95	2,29	1,73	1,38
	0,04	0,47	1,46	2,79	2,38	2,42
	0,06	2,33	1,51	2,45	2,88	2,09
	0,13	2,32	1,18	2,25	2,20	2,12
	0,11	2,45	1,43	2,82	2,42	1,65
	0,01	0,20	0,20	0,09	2,95	1,27
	0,05	0,26	0,37	0,78	2,90	2,28
	0,04	0,79	0,80	1,13	3,05	0,97
	0,05	1,31	1,75	0,50	2,78	1,83
	0,11	0,19	0,95	0,41	2,18	1,24
	0,08	1,41	0,08	0,47	0,54	0,62

18 - существенно хлоритовые метасоматиты; 4, 5, 11, 19, 20 - эпидитовые с кальцитом; 6, 7, 12-14, 21-23 - серицитовые; 8, 15, 24 - биотитовые; 25, 26 - кварцевые турмалиниты. Аналитик М.М. Дербаремдикер, ДВГИ ДВНЦ АН СССР.

массивов, к более локальной альбитизации, затем грейзенизации. В грейзенах отмечаются участки с наложенной на них альбитизацией, затем микроклинизацией. Две "волны" альбитизации гранитов, чередующихся с зонами кислотного выщелачивания, описаны В.В. Андрушиным и О.Ф. Кроль [6] для некоторых гранитных массивов Центрального Казахстана.

При описании одного из золотых рудопроявлений Верхоянья [51] отмечается, что в случае контакта кварцевой жилы с пироксеновы-

ми роговиками в ее зальбандах возникает оторочка диопсида мощностью до 3 см, отделенная от окружающих роговиков появляющейся лейкократовой, главным образом полевошпатовой оторочкой.

Элементы повторной зональности проявляются и при более высокотемпературных процессах, например, сиенитизации габбро [125], и выражаются в резком колебании концентраций железа, калия и других элементов в разрезе метасоматической колонки. Многочисленные примеры ритмической зональности метасоматитов приведены в работе Г.Л. Поспелова [171]. В.В. Жданов [71] высказал предположение о существовании ритмической зональности более широких масштабов, возникающей в процессе метасоматического преобразования верхней части земной коры и проявляющейся в чередовании по разрезу региональных зон кремнещелочного метасоматоза и базификации.

Примером повторной вертикальной зональности в рудных телах жильных месторождений является описанная выше трехъярусная колонка, представленная двумя сульфидными зонами и разделяющим их касситеритовым ядром. Эта зональность проявляется также в "волновом" распределении некоторых рудных элементов в эндогенных ореолах. По два максимума содержаний в вертикальном разрезе часто имеют ореолы меди (фиг. 6), а на некоторых месторождениях - сурьмы, висмута и серебра [32].

Хорошим примером многоплановой зональности оруденения может служить описанная А.С. Лапуховым [112] полиморфная зональность на колчеданно-полиметаллических месторождениях Салаирского кряжа. Полиморфизм наряду с другими особенностями зональности оруденения выражается в многоэтажном расположении пологих рудных столбов - своеобразных волн отложения рудных компонентов, ориентированных поперек к потоку рудообразующих растворов.

Экспериментальное изучение метасоматических процессов также показывает, что в определенных условиях возникает как основная зональность, обусловленная дифференциальной подвижностью компонентов, так и дополнительная, выражающаяся в образовании дополнительных зон без изменения подвижности компонентов [69, 70]. Тонкие ритмические структуры осаждения были получены при моделировании бестрещинного жилообразования [35, 172], причем их развитие происходит независимо от неоднородностей вмещающей среды: они располагаются нормально или под углом к наложению и развиваются внутри отдельных слоев [60]. Количество примеров, иллюстрирующих такого рода зональность на природных объектах и в экспериментальных системах, можно бы значительно расширить, но и без того ясно, что повторное возникновение отдельных зон и даже всех членов метасоматической колонки - весьма распространенное явление при формировании метасоматитов.

Указанные особенности строения метасоматитов, как и описанную выше направленность гидротермальной переработки силикатных пород в местах рудоотложения, трудно объяснить влиянием температуры, давления, направленной эволюции химизма растворов (филь-

традиционного эффекта) и других традиционных факторов, особенно в тех случаях, когда формирование тонких ритмических структур происходит в однородной среде и на сугубо ограниченных участках.

Общепризнанно, что основным мобилизатором и транспортером вещества при различных эндогенных процессах, протекающих в верхних структурных этажах земной коры на молекулярном уровне, служит вода. Как одно из наиболее распространенных соединений на Земле вода выделяется среди других природных веществ рядом аномалий физических свойств. Важнейшая из них – высокая диэлектрическая проницаемость воды, что в свою очередь определяет ее необычно высокую растворяющую способность в отношении электролитов. Эти аномальные свойства воды, отличающие ее от других гидридов, аналогичных по положению в периодической системе элементов, обусловлены существованием в воде особого типа молекулярной связи – водородной связи.

Современные исследования воды с позиций существования в ней водородных связей, базируются на классической работе Дж. Бернала и Р. Фаулера [16] о структуре воды и ионных растворов. Достаточно полной сводкой по современному состоянию этих исследований и интерпретации результатов применительно к геологическим процессам может служить работа А.М. Блоха [19].

Решающим признаком метасоматоза [119] является сохранение породы на всем протяжении процесса в твердом состоянии, а во многих случаях – сохранение текстур первоначальной породы. Метасоматоз, таким образом, – процесс энергомассообмена между контактирующими жидкой и твердой фазами. Обмен компонентами в системе твердое тело – раствор представляет собой сложную цепь гетерогенных реакций, сопровождающихся физико-химическими явлениями, присущими разделяющей граничной фазе. Такими явлениями могут быть адсорбция, пленочная и поверхностная миграция, ионный обмен, катализ и другие процессы, связанные с работой свободной поверхностной энергии [171].

Значение пленочных или "волосных" растворов в истории природных вод впервые охарактеризовал В.И. Вернадский [38]. Особое внимание он обратил на то, что состояние вод, пропитывающих породы, отличается от состояния свободных капельно-жидких вод. Слои воды гигроскопической, обволакивающей частицы твердого тела, капельно-жидкой и пленочной в одной и той же массе пород должны быть физико-химически различны. Подчеркивая значимость участия связанной воды в геологических процессах, В.И. Вернадский отмечает, что в "волосной" воде литосферы мы имеем дело с массами воды того же порядка, хотя и с меньшим коэффициентом, как и масса воды океана. С учетом этого целесообразно рассмотреть роль фазовых переходов воды как возможного фактора мобилизации, переноса и осаждения рудных и породообразующих компонентов, обуславливая заодно базирующиеся на результатах соответствующих экспериментов представления о возможности миграции рудного вещества и без непосредственного участия воды.



В настоящее время установлено, что вода, связанная на поверхности твердого тела, отличается от воды в свободном объеме рядом физических свойств. Она характеризуется повышенной плотностью и вязкостью [122], но более низкими значениями теплоемкости [76], температур замерзания и диэлектрической постоянной [145]. Различие этих свойств объясняется ослаблением или разрывом водородных связей между молекулами воды, адсорбированной на поверхности твердого тела [5].

В связи с этим представления о структуре воды и водных растворов применительно к геологическим процессам, развиваемые в работах О.Я. Самойлова, В.И. Тихомирова, А.М. Блоха, Ф.А. Летникова, Л.Н. Овчинникова, В.А. Ильина, Ю.В. Алехина, Н.Ф. Челишева и других исследователей, имеют существенное значение для понимания фундаментальных вопросов дифференциации вещества в земной коре, в том числе и в процессах рудообразования.

Вместе с тем термодинамика поверхностных явлений изучена лишь с некоторых качественных сторон. Попытки их количественного учета сталкиваются с огромными трудностями, с которыми сопряжена точная характеристика свойств поверхности твердого тела. Применительно же к реальным геологическим системам, как отмечает Г.Л. Поспелов [171], химия твердого состояния, представленная в явлениях метаморфизма, и химия граничных зон, проявляющаяся при метасоматозе, по существу еще не разработана. Аналогичного мнения придерживается Н.И. Наковник [141], считая, что общепринятая термодинамическая теория метасоматических процессов — лишь малая часть теории метасоматизма. Она не рассматривает кинетические факторы и поэтому не объясняет диффузию элементов в твердом теле и механизмы метасоматического минералообразования.

Ввиду этого при обсуждении возможных причин миграции и осаждения вещества и, в частности, причин возникновения ритмической зональности мы вынуждены ограничиться сопоставлением главным образом внешних признаков, фиксирующих изменение условий на разных стадиях развития гидротермальной системы, учитывая некоторые известные экспериментальные и расчетные данные, а также современные представления о структуре воды и физико-химии поверхностных явлений.

В рассматриваемом аспекте наибольший интерес представляет следующее: 1) отмеченное выше изменение физических свойств воды при изменении ее структурного состояния; 2) определенная избирательность накопления некоторых химических элементов в воде различных структурных модификаций в зависимости от гидратационных свойств ионов этих элементов; 3) изменение количественных соотношений свободной и связанной воды в фильтрующейся термогидроколоне вследствие различных неоднородностей среды; 4) зависимость количества связанной воды, при прочих равных условиях, от катионного состава пород; 5) фракционирование катионов при их прохождении через различные геологические мембраны.

Изучение химического состава подземных вод показывает, что на одних и тех же глубинах вода свободная (пластовая) и связанная (поровая) различаются как по степени общей минерализации, так и по химизму [4]. При этом устанавливается определенная зависимость концентрации элементов от их гидратационных свойств. Чем отчетливее выражена у них способность к отрицательной гидратации, тем большей оказывается их относительная концентрация в поровых водах. Для элементов, обладающих способностью к положительной гидратации, проявляется тенденция к относительному накоплению в пластовых водах [19].

Явление положительной гидратации соответствует более эффективному связыванию растворенными ионами ближайших молекул воды, вследствие чего они становятся менее подвижными, чем в чистой воде. В случае отрицательной гидратации происходит ослабление водородных связей и молекулы воды приобретают большую подвижность. Способность простых ионов к положительной или отрицательной гидратации зависит от плотности их зарядов. Чем меньше радиус иона при одном и том же заряде, тем интенсивнее проявляется его способность упорядочивать структуру воды и уменьшать подвижность молекул [192]. Среди главных породообразующих элементов, активно участвующих в ионообменных реакциях при метасоматозе, способностью к положительной гидратации обладают кальций, магний и железо. Калий, имеющий малый заряд и большой ионный радиус, отличается отрицательной гидратацией, а натрий занимает промежуточное положение; его упорядочивающее воздействие на структуру воды весьма незначительно, а по некоторым данным близко к разупорядочивающему [107].

Фракционирование катионов в пристойной воде устанавливается также экспериментально [267]. Растворы были пропущены через дробленые глинистые сланцы и другие природные фильтры, подвергнутые давлению 950 атм при температуре от 20 до 70°C. Одновалентные катионы в данной области замедлились значительно по сравнению с двухвалентными. Последовательность замедления для одновалентных и двухвалентных катионов в условиях опыта в основном такова:  $Li < Na < NH_3 < K < Rb < Cs$ ;  $Mg < Ca < Sr < Ba$ .

Опыты по отпрессовыванию связанной воды из образцов глин, горных пород и других природных пористых сред показывают неуклонное снижение концентрации кальция и магния в последовательно выделяемых фракциях все более связанной воды [28, 109, 237]. Количество связанной воды в осадках по отношению к общему ее количеству зависит от гранулометрического состава и степени уплотнения вмещающей среды. В глинах ее всегда больше, чем в песках, а в более уплотненных песках больше, чем в менее уплотненных [216].

Таким образом, в природных фильтрующих системах могут возникать различные условия, в одних случаях способствующие миграции, а в других — осаждению тех же компонентов.

Учитывая изложенные выше данные, можно наметить определенную схему поведения порообразующих элементов в фильтрующейся термогидроколонне. При своем движении растворы будут пересекать разуплотненные участки земной коры с резко пониженной удельной поверхностью. Такими участками могут быть прослойки конгломератов, туфов и других высокопористых и грубодисперсных пород, а также ослабленные зоны тектонического происхождения. Вступление растворов в среду с удельной поверхностью меньшей, чем в тыловой части потока, будет сопровождаться изменением количественных соотношений связанной и свободной воды в сторону возрастания последней. Это в свою очередь окажет влияние на поведение элементов, находящихся как в растворе, так и в породе, в зависимости от их физико-химических свойств.

При переходе из граничной фазы в объемную молекулы воды, обладая "структурной памятью" [53, 116], будут стремиться найти энергетически эквивалентную замену существовавшей ранее связи с частицами твердого тела и таким образом увлекать за собой в раствор ионы определенной группы, способные компенсировать эту связь. В силикатных породах роль таких компенсаторов играют ионы магния, кальция и железа, обладающие способностью к положительной гидратации и вместе с тем намного меньшей энергией связи с кислородом по сравнению с таковой в кремне- и алюмокислородных тетраэдрах [177]. Калий, до этого мигрировавший в поровых растворах, вследствие конкурирующего влияния ионов с высокой энергией гидратации будет фиксироваться в решетке силикатов, замещая освободившиеся вакансии с образованием серицита, мусковита и других калийсодержащих минералов.

При длительном и устойчивом функционировании локальной гидротермальной системы из пород начнет выноситься натрий, затем — калий и алюминий. Кремнезем, обладающий максимальным значением внутримолекулярной связи, будет сохраняться, что приведет к возникновению монокварцевых метасоматических "ядер", весьма характерных для грейзенов, вторичных кварцитов и других гидротермальных образований.

За пределами локальной макропористой или трещинной зоны растворы вновь окажутся в более плотных породах. Основная масса воды снова перейдет в связанное состояние, что повлечет за собой осаждение ранее вынесенных компонентов. В результате такого местного перераспределения элементов параллельно с выщелачиванием формируется внешняя зона метасоматического ореола, представленная новообразованиями хлорита, эпидота, кальцита и других продуктов кальций-железо-магниевого метасоматоза.

На количество связанной воды в породах, кроме удельной поверхности, существенным образом влияет их катионный состав, причем максимальное количество воды связывается в породах, насыщенных именно двухвалентными катионами [143, 183]. Следовательно, при дальнейшем движении растворов, т.е. при выходе их из внешней зоны метасоматитов в исходные породы, где содержа-

ние активно связывающих воду катионов значительно меньше, количество связанной воды соответственно еще раз уменьшится, и в какой-то мере повторится описанная выше картина перераспределения компонентов, что создаст условия для заложения на внешнем фронте нового ритма и т.д. Таким образом, флуктуации структурного состояния воды могут происходить и в первоначально однородных породах. Необходимое условие для этого — хотя бы незначительная неоднородность среды на пути движения растворов, способная создать начальный импульс для изменения количественных соотношений структурных модификаций воды.

Относительное накопление кремнезема в зонах вышелеачивания — это, разумеется, только одна сторона его поведения в метасоматическом процессе. Поскольку метасоматоз обычно протекает при постоянном объеме, накопление во внешних зонах магния, железа и кальция, перемещенных из внутренних зон, должно компенсироваться выносом отсюда избыточного вещества. Таким компенсатором, судя по минеральному и химическому составу ассоциаций, слагающих внешние зоны, является кремнезем. Как уже отмечалось выше, в породах, насыщенных двухвалентными катионами, особенно магнием, содержится большее количество связанной воды и обнаруживается дефицит кремнезема. Следовательно, структурирование воды в породах каким-то образом способствует растворению и выносу кремнезема.

Приведем некоторые данные, подтверждающие повышенную растворимость кремнезема в связанной воде. Изучением изменчивости растворяющих свойств воды в поле поверхностных сил минералов выявляется достаточно определенная тенденция к увеличению растворенного кремнезема в каждой последующей порции остаточного фильтра. При изменении давления от 5 до 2000 кг/см<sup>2</sup> и продолжительности отпрессовывания от 11 до 76 суток содержание кремнезема возрастает от 17,8 до 268 мг/л [20]. С указанными данными хорошо согласуются особенности распределения содержаний кремнезема в поровых водах глубоководных осадков [275]. В пределах 400-метровой толщи осадков содержание растворенного кремнезема с глубиной (по мере уплотнения осадков и более прочного связывания воды) сильно возрастает. Примечательно, что в этом же направлении происходит резкое обеднение поровых вод магнием.

Экспериментально также установлено, что кремнезем в системе твердая фаза — поровый раствор не только обладает повышенной растворимостью, но и приобретает способность активно мигрировать в данной системе. Особенно отчетливо миграционная способность кремнезема проявляется в опытах по моделированию метасоматических реакций, сопровождающихся изменением его содержания в твердой фазе [264]. Суть опыта заключается в следующем: две пористые таблетки реагентов (кварц и брусит) привели в соприкосновение и сжали под давлением 1000 бар при температуре 550°C, в результате чего между ними возникла реакционная фронстеритовая зона мощностью 1 мм. Все эксперименты показали,

что образование этой зоны обусловлено диффузией кремнезема в стационарных межзерновых растворах. При данных параметрах коэффициент диффузии кремнезема составил  $2,4 \cdot 10^{-4}$  см/сек. Такая большая величина свидетельствует, по мнению авторов, о важной роли химической диффузии в метасоматических процессах.

Таким образом, кремнезем в гидротермальном процессе также подвергается ритмическому перераспределению, но с тенденцией, обратной поведению магния, кальция и железа, что еще более усиливает контрастность состава чередующихся зон метасоматитов.

Описанный механизм фракционирования петрогенных элементов на фронте движения растворов позволяет, в частности, объяснить такие явления, как базификация реликтовых прослоев и более мелких ксенолитов вмещающих пород в гранитах [63] и образование во внешней части контактовых ореолов ороговикования зоны относительной дебазификации пород, т.е. гидрослюдисто-серицитово-й.

Базификацию ксенолитов можно рассматривать как явление, сопряженное с процессом гранитизации пород в пределах будущего массива в предмагматическую стадию гранитообразования. Неравномерное продвижение фронта гранитизации (блочный метасоматоз по Г.Л. Пospelову) приводит к обособлению в гранитах реликтов вмещающих пород, обогащенных активно связывающими воду катионами, прежде всего магнием. Возрастание количества связанной воды способствует дальнейшему осаждению оснований в этих отторженцах, т.е. их базификации. Более высокая степень базификации ксенолитов по сравнению с вмещающими массив породами в какой-то мере, вероятно, обусловлена также резким возрастанием объема области выноса оснований (гранитный массив) по сравнению с ближайшими участками их осаждения (ксенолиты). Продолжающийся процесс гранитизации захватывает затем и ксенолиты, хотя часть из них сохраняет основной состав даже в лейкократовых гранитах.

Другим примером, иллюстрирующим существование промежуточной стадии базификации пород в процессе их гранитизации, может служить образование в периферийных частях зон мигматизации меланократовых обособлений (реститов), отличающихся от исходных пород (гнейсов) и более высоким валовым составом, и повышенной магнезиальностью отдельных минералов, например, биотита [156].

Сочетание в локальных участках (ксенолитах, реститах и т.д.) последовательно сменяющихся процессов базификации и дебазификации обусловлено, по-видимому, преобладающим влиянием сначала одной, затем другой группы факторов, определяющих направление процесса преобразования породы. Допустим, что некоторые ксенолиты подверглись усиленной базификации с образованием породы типа скарнов с присущей им высокой пористостью [187]. Резкое возрастание пористости (уменьшение удельной поверхности твердой фазы) повлечет за собой переход значительной части мигрирующей через эту разуплотненную среду воды в свободное состояние, и весь процесс пойдет уже в обратном направлении. Вынос оснований из

ксенолитов при их гранитизации, сопровождаемый разрыхлением кристаллического каркаса фемических минералов и общим разуплотнением и диспергированием породы, вызовет резкое усиление процесса дебазификации вплоть до появления на месте бывших ксенолитов обособлений пегматоидного облика [167].

Влияние проницаемости породы на характер ее преобразования фильтрующимся раствором, как показывают результаты экспериментов, весьма существенно. Так, при воздействии 26%-ного карбонатно-галоидного раствора натрия на навеску кварц-биотитового сланца, изготовленного в виде толстой полированной пластины (монокита), происходит избирательное выщелачивание кварца. Порода становится сильно пористой, и сохраняется только биотитовый каркас. При использовании в качестве навески щебенки той же породы (фракция 0,1–0,25 мм) в ней по ходу движения раствора образуется ряд четко обособленных зон дебазификации: фельдшпатизации, альбитизации и мусковитизации [80].

Образование гидрослюдисто-серицитовой зоны в контактовых ореолах гранитных массивов обусловлено, вероятно, следующими факторами: более грубодисперсным строением пород этой зоны и меньшей насыщенностью их основаниями по сравнению с роговиками и биотититами. Вступление растворов в такую среду будет сопровождаться, как и в других подобных случаях, выносом оснований и накоплением кремнезема и калия.

Интерпретация поведения микроэлементов с этих же позиций оказывается более затруднительной. Подавляющее большинство типичных для гидротермальных месторождений рудных элементов (кроме серебра) характеризуется положительной гидратацией [107] и соответственно должно приобретать в свободной воде способность к миграции. В действительности же наблюдается обратная картина: именно в участках высвобождения поровых растворов параллельно с мобилизацией и переносом магния, кальция и железа происходит массовое отложение рудных элементов. В геологической литературе описаны многочисленные случаи выпадения в осадок и накопления различных металлов или их соединений при дренировании современных подземных вод какими-либо естественными или искусственными полостями или при выходе на поверхность.

Вполне логично поэтому предположить, что транспортировка рудного вещества к местам локального накопления осуществляется главным образом связанной водой, особенно в тех случаях, когда области питания и разгрузка растворов находятся на значительных глубинах, где свободная вода отсутствует. По данным лабораторных исследований, критический рубеж, на котором происходит удаление свободной воды из поровых пространств, для глинистых пород оценивается глубиной порядка 2 км [104]. Предполагается, что в природных условиях эта глубина значительно меньше [101]. Вместе с тем связанная вода по сравнению с объемной обладает очень низкой диэлектрической постоянной (2,2 против 80) и соответственно резко пониженной растворяющей способностью [145].

Устанавливаемые экспериментально соотношения градиентов обезвоживания пород под давлением и снижения минерализации указывают на возможность выделения воды, совершенно лишенной электролитов [109].

Таким образом, выявляется определенное несоответствие между имеющимися фактическими данными о концентрации электролитов в водной среде различных структурных модификаций, с одной стороны, и поведением рудообразующих компонентов и гидротермальном процессе — с другой. Этих противоречий можно частично избежать, если предположить, что перенос рудогенных элементов происходит не непосредственно в водной среде любых структурных модификаций, а параллельно путем миграции ионов по поверхности твердой фазы: стенкам капилляров и пор, дефектным участкам кристаллической решетки, межзерновым поверхностям и по другим микроканалам. При таком сопряженном переносе уменьшение удельной поверхности твердой фазы на фронте миграции повлечет за собой два явления: переход части воды в свободное состояние, сопровождаемое перераспределением ряда макроэлементов между фазами и минерально-химическим изменением пород, и массовое накопление микроэлементов. Эффект осаждения может быть более значительным, если диффузия микроэлементов осуществляется при полном насыщении поверхности твердой фазы, адсорбционная емкость которой многократно усиливается кинетическим фактором [52, 171, 186].

Косвенным подтверждением возможности именно такого механизма миграции рудных элементов служат результаты экспериментов по диффузии сульфидов в твердой фазе при наличии градиента температуры [270]. Эти эксперименты отчетливо показали, что происходит не испарение или растворение, а поверхностная миграция или диффузия в твердой фазе. Скорость диффузии при пересчете данных опытов составляет 0,5–2,5 км в 1000 лет. Показательно, что опыты, проведенные в присутствии паров воды, дали такие же результаты, как и в отсутствие воды. Аналогичные результаты были получены Р.М. Баррером по перемещению металлов в поверхностных слоях при температурах значительно ниже точки плавления [255]. Факты перетотложения некоторых сульфидов были также доказаны в опытах, проведенных Холи [261].

Значение этих опытов для теории рудообразования, как подчеркивает Дж. Гилл [46], заключается в иллюстрации того факта, что сульфиды (или составляющие их компоненты) могут двигаться с заметной скоростью в тех же температурных пределах, в которых образовались руды многих гидротермальных месторождений. Этот факт до сих пор не учитывался изучающими рудные месторождения. Принимая во внимание результаты данных опытов, весьма низкую растворимость сульфидов в водных средах и ряд других факторов, Дж. Гилл высказывает предположение, что гидротермальные растворы не принимают непосредственного участия в переносе компонентов сульфидных руд, а лишь изменяют первоначальные материалы (пород), способствуя их отложению. Сочетание действия гидротер-

мальных растворов, растворяющих минералы и диффузии в твердой фазе, представляют собой, по его мнению, истинный механизм замещения и рудоотложения.

Близиких взглядов придерживаются Н.И. Ольшанский и В.В. Иваненко [151], экспериментально доказавшие, что участие растворов в миграции необязательно. Растворы, по их мнению, могут способствовать миграции и в тех случаях, когда вещество практически нерастворимо. Миграция тогда осуществляется путем сопряженного переноса частиц будущего вещества в твердой и жидкой или в твердой и газообразной фазах. Возможность сопряженной миграции подтверждена ими экспериментально на примере халькозина и иоди-стого серебра.

О косвенной роли растворов в миграции рудного вещества свидетельствуют также результаты экспериментального изучения процесса переотложения компонентов сульфидных руд медно-никелевых месторождений, проведенного А.П. Лихачевым [129]. Эксперимент осуществлялся в автоклавах с заполнением водой примерно на 60% в широком диапазоне температур и в разнообразных по составу и физико-химическим условиям растворах. При всех задаваемых режимах опытов порядок переотложения компонентов оставался почти неизменным: железо и сера из пирротина, а затем из халькопирита, медь, никель. По мере удаления ионов с внешних частей кристаллов происходило диффузионное перемещение атомов железа и серы к краевым частям зерен и переход их в раствор.

В качестве другого примера прямого доказательства поверхностной миграции сошлемся на эксперименты М. Фольмера и И. Эстермана, описанные в работе Р.Ф. Стрикленд-Констэбла [212]. Суть этих опытов сводится к тому, что скорость роста боковых граней зарождающихся кристаллов ртути в  $10^3$  раз больше скорости поступления атомов ртути на эти грани. Расхождение объясняется тем, что атомы сначала адсорбируются в подвижный слой, а затем мигрируют по поверхности базальной грани кристалла к боковой, где они встраиваются в решетку.

Немаловажное значение в миграции и осаждении рудных элементов имеет, по-видимому, такой фактор, как строение электронной оболочки атомов, по крайней мере для халькофильных элементов. Большинство элементов этой геохимической группы имеет 18-электронный тип внешней оболочки, с чем связана их высокая поляризуемость и способность поляризовать другие молекулы [24]. Благодаря этим свойствам ионы данной группы могут взаимодействовать с участками твердой поверхности, не являющимися активными центрами, но способными индуцировать диполи в легко поляризуемых молекулах, например в координационно ненасыщенных атомах кислорода [122]. К этому следует добавить, что ионы  $S^{2-}$  и  $O^{2-}$ , представляющие наиболее распространенную анионную составляющую рудных минералов, поляризуются гораздо легче, чем молекулы воды.

Высокая взаимная поляризуемость указанных ионов в сочетании с конкурирующим влиянием положительно гидратирующихся ионов



макроэлементов способствует осаждению халькофильных элементов в локальных системах в виде труднорастворимых соединений (сульфидов, окислов). Сам факт миграции элементарных частиц в адсорбированном состоянии с физико-химических позиций вполне реален, поскольку энергия активации пристеночного скольжения намного ниже энергии вертикального перемещения в граничной фазе и тем более десорбции [52].

Направленная миграция влаги и микрокомпонентов осуществляется, вероятно, в результате конкуренции между размывающим воздействием теплового движения в тыловой части гидротермальной системы, ослабляющей прежде всего связь между частицами, находящимися в разных фазах, и стремлением граничной фазы уменьшить свободную энергию, т.е. стабилизировать эту связь. При этом возникает принудительная активированная диффузия в термоградиентном поле, выражающаяся в дискретном (трансляционном) поступательном движении молекул в направлении более холодных внешних частей системы, где энергия адсорбции, т.е. потенциальные барьеры между соседними положениями равновесия, значительно выше энергии теплового движения [52, 171, 192].

Возможен и несколько иной подход к объяснению особенностей миграции халькофильных элементов. По данным В.В. Щербины [251], элементы с 18-электронной наружной оболочкой легче образуют комплексные соединения по сравнению с теми, которые имеют достаивающийся тип. Комплексообразование в связи с ростом ионных радиусов обычно ведет к разупорядочивающему воздействию на структуру воды [107, 236].

Таким образом, поведение халькофильных элементов и других комплексообразователей на определенной стадии миграции может оказаться сходным с поведением калия, что и наблюдается в природных системах. В поровых растворах, где водородные связи между молекулами воды сильно ослаблены, крупные комплексные ионы могут "вписаться" в разупорядоченную структуру воды и совместно с ней мигрировать. С переходом в локальных участках части воды в свободное состояние комплексные ионы, неспособные приобрести прочную гидратную оболочку или встроиться, подобно калию, в кристаллическую решетку силикатов, будут распадаться. Высвобождающиеся при этом ионы рудных элементов начнут взаимодействовать с ионами кислорода и серы, образуя нерастворимые соединения.

Резкое снижение концентрации электролитов в прочно связанных поровых растворах, устанавливаемое при лабораторных исследованиях, может быть только кажущимся, поскольку определение состава растворов непосредственно в породе, как правило, невозможно и единственно доступным анализом является выделенный раствор. В связи с этим неясно, в какой степени состав выделенного раствора идентичен составу раствора в его естественном состоянии [109]. Не исключено, что поровый раствор теряет электролиты еще в процессе отпресовывания, и таким образом вопрос о его составе *in situ* остается открытым.

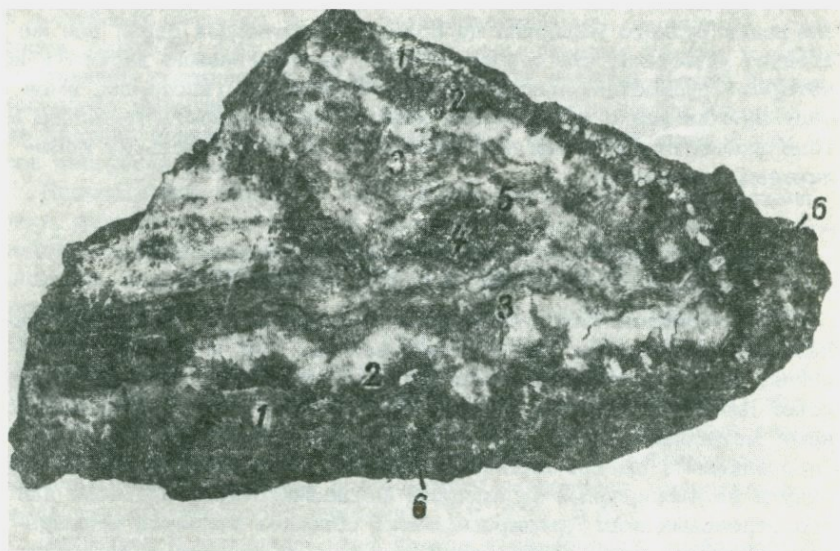
Не придавая универсального значения для эндогенных процессов миграции рудного вещества по поверхности твердой фазы, все же следует отметить, что с учетом этого явления можно избежать некоторых трудностей, присущих гидротермальным гипотезам, имея в виду прежде всего чрезвычайно низкую растворимость металлов в воде любых структурных модификаций и неустойчивость их комплексных соединений.

### СХОДСТВО И РАЗЛИЧИЯ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МЕТАСОМАТИТОВ И ЖИЛ ВЫПОЛНЕНИЯ

В большинстве гидротермальных месторождений рудная минерализация локализуется как в метасоматитах, так и в жилах выполнения, хотя удельное значение этих формирований далеко не одинаково. На одних объектах рудные тела представлены в основном зонами метасоматической переработки пород с мелкими жильными "просечками", быстро выклинивающимися по простиранию и на глубину и не выходящими за пределы метасоматического ореола или его отдельных зон. Примерами таких объектов является большинство месторождений грейзеновой формации и вторичных кварцитов. В типичных жильных месторождениях метасоматические изменения развиваются сугубо локально в виде узких симметричных оторочек, окаймляющих жильные тела, и только на глубине метасоматоз охватывает большие объемы пород.

Характернейшая особенность метасоматических процессов, как указывает Д.С. Коржинский [99], — одновременное существование целой колонки метасоматических зон. По мере просачивания растворов происходит разрастание всех зон в направлении движения растворов, причем тыловые зоны надвигаются на передние, замещая их. В любом сечении минералы внешних зон выступают в качестве субстрата для образования минеральных парагенезисов внутренних зон. Таким образом, в метасоматитах мы наблюдаем как бы в истинном виде динамику процесса минеральных преобразований и перераспределения петрогенных (метасоматическая зональность) и рудных элементов (ореолы рассеяния металлов и прожилково-вкрапленное оруденение), происходящих в фильтрующейся термогидроколоне [190]. Прогрессивный режим метасоматического процесса подчеркивается также возрастанием температур минералообразования от внешних зон к внутренним (фиг. 10). В соответствии с зональным строением метасоматитов происходит пространственная и возрастная дифференциация связанного с ними оруденения. В жилообразных телах это выражается в смене от зальбандов к осевой части низкотемпературных минеральных ассоциаций более высокотемпературными (фиг. 44).

Соподчиненная метасоматитам рудно-геохимическая зональность особенно отчетливо проявляется в распределении металлов в эндогенных ореолах. На примере Дубровского месторождения (фиг. 6) видно, что максимумы содержаний того или иного металла в ореоле



Фиг. 44. Жилообразное тело крустификационного строения

Призальбандовая зона сложена арсенипиритом (1), затем следуют каемка касситерита (2) и зона кварца с фестончатыми обособлениями тонковкрапленного касситерита (3). В центре – вмещающая порода (алевролит), почти нацело замещенная халькопиритом (4) и касситеритом (5). Вмещающая порода за пределами жилы насыщена зонками (6), прожилками и вкрапленностью халькопирита (заметны слабо). Высокогорское оловорудное месторождение (Кавалеровский рудный район). Штуф из зоны Третьей. 1/4 н.в.

приурочены к определенным зонам метасоматитов и примерно совпадают с осевой частью рудовмещающей структуры, образуя восходящий по вертикали ряд, отображающий эндогенную геохимическую зональность.

Жильные тела, образовавшиеся в результате выполнения полостей, отличаются от метасоматитов по нескольким связанным между собой генетическим признакам. Важнейшие признаки, указывающие на иной способ формирования жил выполнения, – возрастные взаимоотношения минеральных групп и их расположение в трещинной полости. В противоположность метасоматитам, высокотемпературные ассоциации локализуются здесь не в центральных, а в призальбандовых частях жил, так как являются вместе с тем наиболее ранними минеральными образованиями [245].

Указанный порядок взаиморасположения минеральных ассоциаций выдерживается в любом поперечном сечении жильного тела, хотя их количественные соотношения в пределах всего рудного тела мо-

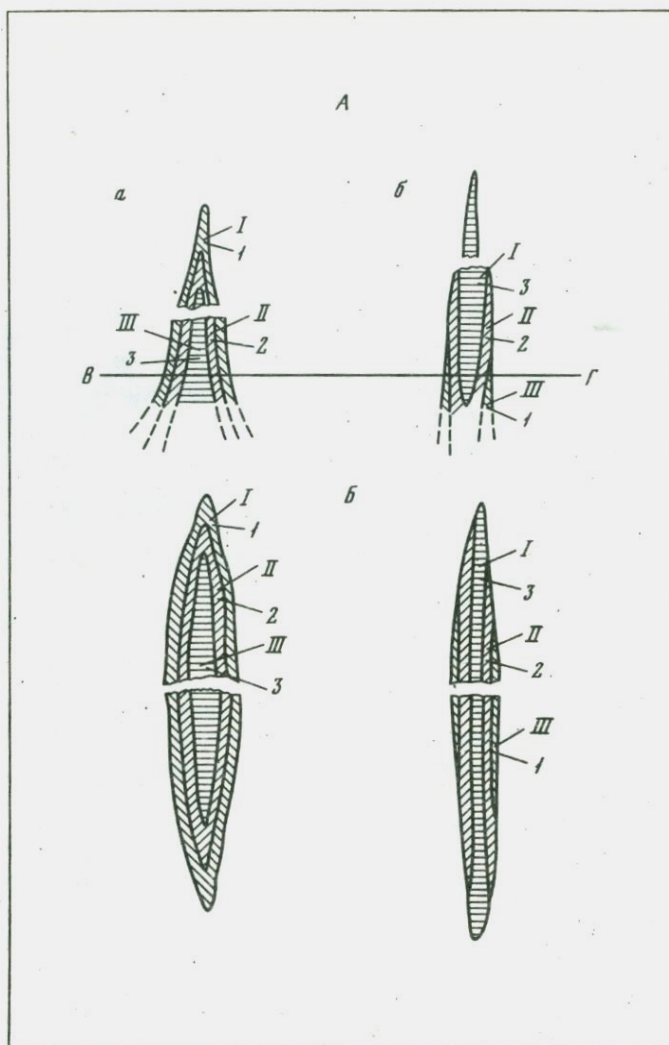
гут значительно варьировать вплоть до качественного изменения состава жильного выполнения. Следует оговориться, что в данном случае рассматриваются только одноактные (моностадийные) жильные формирования. При совмещении в одном жильном теле минеральных отложений двух и более стадий общий порядок отложения и распределения минеральных комплексов может сильно усложняться и искажаться.

Зональность метасоматитов и жил выполнения при наличии некоторых общих черт также имеет весьма существенные различия. Общность заключается в том, что по некоторым направлениям в пределах рудных тел происходит идентичная смена минеральных ассоциаций. Например, по восстанию и от центра к флангам высокотемпературные ассоциации сменяются все более низкотемпературными. Но если в метасоматических телах эта закономерность выдерживается по всем направлениям, то в жилах выполнения она проявляется только вдоль осевой поверхности. По всем другим направлениям, и особенно в поперечных сечениях, наблюдается обратная по отношению к метасоматитам смена минеральных групп, обусловленная регрессивным порядком их отложения в зависимости от устойчивости соответствующих компонентов. Отмеченное выше сходство зональности также далеко не полное, поскольку в осевых частях метасоматических тел верхние и фланговые зоны представлены ранними минеральными образованиями, а в жилах выполнения — более поздними (фиг. 45).

В целом формирование жильного выполнения представляет собой, как известно, регрессивный процесс, протекающий в условиях постепенного понижения температуры во всех участках трещинной полости. На фиг. 17 приведена фотография штуфа из жилы Балаганной Силинского месторождения с симметрично-полосчатым расположением касситеритовой, кварцевой и сфалеритовой зон (от зальбандов к осевой части). Измерением температур декрепитации указанных минералов на этом же участке жилы установлены соответственно следующие значения: 360–340, 320–300, 300–280°C. Такой регрессивный ход минералообразования принципиально отличает жилы выполнения не только от типичных метасоматических зон, обычно не имеющих резких границ с вмещающими породами, но и от четко локализованных жилообразных тел метасоматитов, морфологически весьма сходных с жилами выполнения.

Из текстурно-морфологических признаков метасоматитов диагностирующими являются следующие: увеличение мощности рудного тела и образование рудных масс неправильной формы на пересечении трещиной химически благоприятных для замещения зерен и горизонтов пород, разная конфигурация противоположных краев или стенок трещин, одинаковая ориентировка изолированных обломков вмещающих пород (псевдобрекчии), остаточные стойкие минералы с той же распространенностью, что и во вмещающих породах [160].

Наряду с различиями в формировании метасоматических тел и жил выполнения выявляются некоторые черты, сближающие эти об-



Фиг. 45. Принципиальная схема формирования и строения метасоматических тел (*a*) и жил выполнения (*б*)

*I-III* - относительные температуры образования зон от низких к высоким; *1-3* - возрастная последовательность формирования зон; для метасоматитов - порядок смены зон в данном сечении при разрастании всего ореола, для жил выполнения - последовательность раскристаллизации. *A* - в разрезе, *B* - на плане (плоскость *BΓ*)

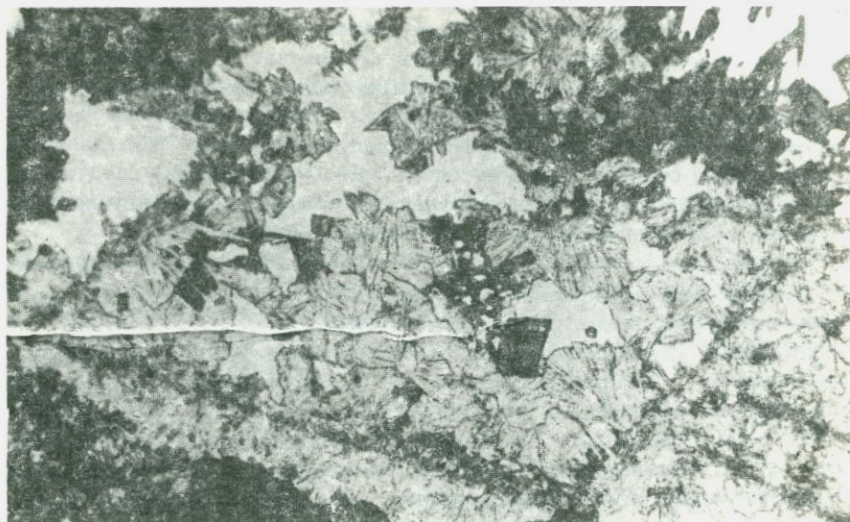
разования. Изучение температурного режима кристаллизации минералов методом гомогенизации показывает, что отложение того или иного минерала в жилах выполнения происходит в определенном интервале температур. Зарождение кристаллов начинается не при максимальном, а при каком-то близком к нему, но все же промежуточном значении температуры. В ходе дальнейшей кристаллизации температура сначала повышается до максимума, затем следует продолжительный спад до крайних значений общего температурного интервала образования минерала на данном объекте.

Указанный температурный режим хорошо иллюстрируют результаты массовых замеров температур гомогенизации включений в последовательных зонах роста кристаллов кварца из оловорудных месторождений. По включениям в 11 зонах роста одного из кристаллов получены следующие средние (по 6-27 замерам) значения температур (от основания к вершине): 349, 367, 376, 370, 365, 359, 319, 352, 327, 302 и 281°C. Отмеченное по включениям изменение температурного режима растворов в период роста зонарных кристаллов кварца (прерывистое повышение температур в начальный период и последующее их также прерывистое понижение с кратковременными отклонениями противоположного знака) отражает температурную эволюцию гидротермальных растворов в процессе формирования кварцевых жил в целом [93].

Аналогичные перепады температур кристаллизации устанавливаются на некоторых месторождениях и между разными минералами одной стадии рудоотложения. На приведенной выше фотографии штуфа из оловоносной жилы Силинского месторождения (фиг. 18) отчетливо виден крупный кристалл шеелита, окруженный каемкой хлорита с мелкими вкрапленниками касситерита и затем кварцем, с которым ассоциирует основная масса касситерита. Декрепитацией включений в минералах на этом участке жилы установлены следующие температурные интервалы кристаллизации: касситерит 360-380, кварц 320-340, шеелит 280-290°C.

Имеются и другие признаки, свидетельствующие о том, что отложение минерального вещества в жилах выполнения начиналось не с самых высокотемпературных минералов. При микроскопическом изучении руд на некоторых месторождениях устанавливается, что отложению наиболее высокотемпературных для данного месторождения или рудного тела минеральных парагенезисов предшествовало растворение каких-то ранее существовавших жильных минералов. Один из таких случаев иллюстрирует фиг. 46, где отчетливо видны цепочки кварц-хлорит-касситеритовых агрегатов, располагающиеся вдоль контуров крупного кристалла более раннего минерала. Судя по ромбическим очертаниям, это был, вероятнее всего, кальцит или другой карбонат. Очевидно, здесь происходит тот же процесс замещения или смены одних минералов другими, который постоянно наблюдается в метасоматитах.

Указанные признаки прогрессивного режима начальной стадии процесса минералообразования позволяют высказать некоторые со-



Фиг. 46. Цепочка хлорит-касситеритовых агрегатов "трассирует" контуры кристалла какого-то исчезнувшего жильного минерала (кальцита?). Ув. 25, без анализатора

ображения о сущности самого механизма формирования жил выполнения. Представляется маловероятным, что отложение всей массы минерального вещества, заполняющего всю или почти всю трещинную полость (за вычетом "продушин" и других пустот), могло произойти из одноактно поступившей в данную трещину и соответствующей ей по объему порции растворов. Тем более неприемлем такой механизм для образования массивных (например, сульфидных) руд. Для образования жильного тела требуется, очевидно, весьма длительное "промывание" трещинной полости большим количеством раствора, во много раз превосходящим ее объем. При этом сразу же возникает вопрос об условиях или форме нахождения той части минералообразующих компонентов, которая поступила с предшествующей, равной объему трещины, порцией или "волной" растворов.

Можно предположить, что с уходом из трещины каждой порции растворов привнесенные ею компоненты сразу же выпадают в виде минеральных соединений. Но в этом случае мы наблюдали бы многократное ритмичное чередование полосок, зон, оторочек и других агрегатов повторяющегося состава, равное числу "обновлений" раствора в трещинной полости (при пульсирующем поступлении растворов), или же монолитнообразную массу (при непрерывной фильтрации). Однако на подавляющем большинстве гидротермальных месторождений в пространственном размещении полиминеральных агрегатов, слагающих трещинно-жильные тела, наиболее широко распространены симметрично-полосчатые, крестификационные, друзовые и

другие грубоагрегатные текстуры, что в сочетании с закономерным изменением состава жильного выполнения в пределах всей трещинной полости и строго определенной последовательностью образования минералов обуславливает проявление зональности отложения.

Можно допустить также, что поступление компонентов происходило в том же порядке, как и отложение соответствующих минеральных ассоциаций, т.е. сначала высокотемпературных, затем более низкотемпературных. Но тогда будет трудно объяснить, каким образом могут поступать через "бронированные" ранними минеральными продуктами нижние части трещинных полостей последующие порции растворов, из которых отлагаются на верхних горизонтах тех же трещин более поздние и низкотемпературные минеральные ассоциации, связанные к тому же с ранними ассоциациями постепенными (фациальными) переходами.

Все эти особенности свидетельствуют о том, что минералообразование в жилах выполнения, в отличие от метасоматитов, происходит не непрерывно, а начинается только с определенного момента, отмеченного резкой сменой физико-химических условий и прежде всего прекращением подтока растворов. Накапливающиеся в трещинной полости минералообразующие компоненты до окончания подтока растворов и начала раскristализации находятся, вероятно, в каком-то промежуточном состоянии, отличающемся от состояния, в котором они находились при переносе. В противном случае они вместе с фильтрующимся флюидом ушли бы за пределы данной трещинной полости или их осаждение происходило бы сразу же после поступления каждой новой порции растворов с образованием многослойных микроритмичных агрегатов.

Наиболее вероятная форма нахождения вещества в переходный период — коллоидное состояние. В советской геологической литературе роль коллоидов в эндогенном рудообразовании освещена довольно широко. Весьма убедительные данные об отложении по крайней мере части минерального вещества из коллоидных растворов приведены в работе О.Д. Левицкого [114]. В ней на примере некоторых оловорудных месторождений описаны различные натечные, почковидные, сферолитовые и другие обособления рудных и жильных минералов, которые по своим морфологическим особенностям и внутреннему строению тождественны типичным метаколлоидным образованиям. Ф.В. Чухров [243], обобщая накопившиеся данные и объективно критикуя сложившиеся к тому времени две антогонистические концепции о роли коллоидов в рудообразовании, отмечает, что в настоящее время можно наиболее обоснованно говорить о роли коллоидов в процессах отложения и менее — об их роли в процессах миграции, так как участие коллоидов в рудоотложении подтверждается изучением состава, структур и текстур руд, а теория коллоидного переноса построена лишь на теоретическом анализе возможного хода процессов рудоотложения.

Образовавшиеся в крупных порах и полостях (трещинах) коллоидные агрегаты, естественно, будут реагировать и на дальнейшие



изменения физико-химических условий в гидротермальной системе вплоть до полного перехода в кристаллическое состояние. Например, некоторое ослабление подтока растворов повлечет за собой усыхание и частичную раскристаллизацию геля. Последующее усиление циркуляции растворов может привести к полному растворению возникшей кристаллической фазы.

Существование подобных "флуктуаций" в процессе формирования жильных тел вполне реально: оно обусловлено неравномерным развитием трещин, крайним выражением которого являются межстадийные тектонические перерывы. Такой неустойчивый режим существует до тех пор, пока продолжается прогрессивный подток растворов, привносящий все новые массы минералообразующих компонентов и в то же время неуклонно повышающий температуру системы, препятствуя их осаждению.

Предлагаемый механизм позволяет, на наш взгляд, довольно логично объяснить особенности формирования минерального вещества в жильных телах. Так, при понижении градиента температуры во времени перед окончанием подтока растворов, в связи с прекращением роста трещины или по другим причинам, сразу же начинается отложение одного или нескольких минералов. Однако продолжающаяся, хотя и более медленная, возрастание абсолютных значений температуры может привести к полному растворению неустойчивого в данных условиях минерала и замещению его более высокотемпературными (например, кальцита кварцем и касситеритом) минералами с образованием теневых структур (фиг. 46). С прекращением фильтрации растворов и постепенным охлаждением системы начинается главная фаза кристаллизации с характерным для нее регрессивным температурным режимом формирования минеральных ассоциаций и даже различных частей отдельных кристаллических индивидуумов. Дифференциация компонентов в пределах трещинной полости закончится, разумеется, еще до начала массовой раскристаллизации, обусловив зональное распределение минеральных ассоциаций, частичное сходное с зональностью метасоматитов.

Таким образом, в формировании метасоматитов и жил выполнения имеются как черты сходства, так и существенные различия. В целом же по отношению к метасоматитам жилы выполнения представляют собой частный, хотя и специфический, случай процесса формирования гидротермалитов, обусловленный изменением режима движения растворов от капиллярного просачивания при метасоматозе к интенсивной фильтрации по крупным трещинным зонам, в которых обычно локализованы жилы выполнения. Переход в этих каналах, характеризующихся наиболее низкой удельной поверхностью твердой фазы, значительной или большей части воды из связанного состояния в свободное влечет за собой (согласно описанному выше механизму) растворение и вынос за пределы макропористой зоны почти всех компонентов породы за исключением кремнезема. Вследствие этого, вероятно, в сложении жил выполнения, кроме явно привнесенных рудогенных компонентов, принимает участие глав-

ным образом кремнезем – конечный остаточный продукт метасоматической переработки любых силикатных пород.

Очевидно, что тесное сочетание процессов метасоматического и собственно жильного рудообразования может дать самые разнообразные пространственно–временные соотношения минеральных ассоциаций даже в пределах одного месторождения. Так, наряду с рудными телами, представленными метасоматитами с характерным для них прогрессивным режимом минералообразования, могут находиться жилы выполнения с одноактным или многостадийным отложением минеральных ассоциаций. В первом случае формирование жильных тел будет происходить на фоне устойчивого снижения температур образования от ранних минералов к поздним, а во втором будет наблюдаться необычный (с позиций постмагматической теории) порядок постадийного распределения минеральных ассоциаций, когда наиболее высокотемпературные ассоциации – не ранние.

Одноактность или многостадийность определяется, очевидно, особенностями режима трещинообразования и в первую очередь длительностью отдельных актов. Если данная трещинная полость функционирует как дренирующий канал на протяжении всего периода формирования метасоматического ореола, то в ней будет происходить непрерывное накопление всех или почти всех привносимых рудных компонентов. Последующая одноактная раскристаллизация геля или других промежуточных продуктов приведет к отложению в трещинной полости широкого комплекса минералов, характерных для месторождения в целом. При этом возрастная последовательность образования минералов по сравнению с метасоматитами будет диаметрально противоположной, т.е. регрессивной.

Если же трещина развивается прерывисто с чередованием "вспышек" и периодов относительно затишья, то в первую стадию в ней будут отлагаться компоненты, характерные для внешних зон метасоматического ореола, т.е. относительно подвижные, а жильное выполнение будет представлено преимущественно низкотемпературным минеральным парагенезисом. При повторном приоткрывании трещины, происходящем на фоне продолжающегося развития локальной гидротермальной системы, она будет дренировать уже главным образом нижние зоны метасоматического ореола. Естественно, что при пульсационном режиме трещинообразования возрастные взаимоотношения минеральных парагенезисов в жилах выполнения будут сходны с таковыми в метасоматических рудных телах, не считая, конечно, порядка отложения основной массы минеральных продуктов в течение каждой стадии, который всегда регрессивный.

Типичные представители оловорудных объектов с указанными различиями режима формирования продуктивной жильной минерализации – месторождения Силинское и Хрустальное (см. главу I). Возможны и более сложные "переплетения" минеральных ассоциаций во времени, не укладывающиеся ни в какие рамки представлений о пульсационной деятельности рудогенерирующего магматического очага. Одним из таких примеров является перерыв в формировании

кварц-касситеритовой ассоциации, отмеченный отложением кальцита (фиг. 5).

Особое место среди этих гидротермальных образований занимают поздние кварцевые или кварц-кальцитовые жилы, локализующиеся преимущественно в тех же трещинных зонах, что и продуктивная минерализация. Многократными определениями температур декрепитации и гомогенизации позднего кварца из оловоносных жил Силинского месторождения установлено, что его отложение происходило при температурах, значительно более низких по сравнению с ранним кварцем и касситеритом. Разница по средним значениям на отдельных участках достигает  $200^{\circ}\text{C}$ . Это не позволяет рассматривать формирование таких низкотемпературных жильных тел как составную часть единого гидротермального процесса, протекающего при неуклонном повышении температуры во всех частях гидротермальной колонны.

Не менее существенны различия в температурной зональности. Если ранним отложениям, как уже отмечалось, присуща резко выраженная прямая вертикальная зональность (до  $5^{\circ}\text{C}$  на 10 м), то для позднего кварца характерно снижение температур кристаллизации с глубиной (табл. 9). Имеются также признаки обратной зональности в распределении минеральных ассоциаций: изредка ассоциирующийся с поздним кварцем касситерит наблюдается только на верхних горизонтах рудных тел, а минералы ртути впервые появляются на IV-V горизонтах (жила Балаганная). В полиметаллических жилах западного фланга месторождения поздний кварц в верхних частях рудных тел почти полностью лишен сульфидов, а на глубине он местами содержит обильную вкрапленность и даже гнезда пирита и арсенопирита (жила Главная).

В целом по совокупности указанных признаков эти поздние жильные тела весьма напоминают гидротермалиты 2-й группы, к которым они, вероятно, и относятся. Дополнительно отметим безамплитудность трещинных полостей, вмещающих поздние жилы, и отсутствие в них резко выраженных пережимов и раздувов, что весьма характерно для трещин отрыва, в которых обычно локализуются гидротермалиты 2-й группы.

Высказанные соображения об условиях образования метасоматических тел и жил выполнения хорошо согласуются с представлениями по этому вопросу Г.Л. Пospelова [171], рассматривающего процесс энергомассообмена в гидротермальной системе как зонную работу граничной фазы. Причиной образования жил выполнения, тесно сопряженных с метасоматитами, он считает преобладание "длинного" метасоматоза над "коротким", отличающимся режимом работы функциональных зон микросистемы метасоматоза. При "коротком" метасоматозе забойная и конденсационная зоны работают одновременно, но с разной интенсивностью, вследствие чего образуются рыхлые или плотные метасоматиты. При "длинном" метасоматозе сначала резко преобладает деятельность забойной (деструктивной) зоны, приводящая к образованию крупных каверн, карстооб-

Таблица 9

Температуры гомогенизации газово-жидких включений в позднем кварце оловоносных жил Силинского месторождения [94]

Рудные тела	Горизонты	Температура гомогенизации включений, °С	
		первичных	вторичных
Жила	VII	332-268	267-107
Юбилейная	VIII	321-261	237-85
(Безымянная)	IX	311-234	226-119
Жила	VIII	334-279	273-131
Балаганная	IX	327-261	198-131

разных пустот и других полостей. Последующая цементация таких полостей сопровождается образованием "вставных тел", или жил выполнения.

С такой точки зрения подразумевается в основном бестрещинное жилообразование, что вполне приемлемо для объяснения генезиса мелких прожилковых тел. Участие в формировании крупных жильных тел, протяженностью в несколько сотен метров, несущих явные следы сдвиговых перемещений, каких-то дополнительных физико-механических факторов несомненно. Один из возможных механизмов формирования сколовых трещин, вмещающих гидротермалиты 1-й группы, рассмотрен выше. Не исключено, что появление в таких резко разуплотненных участках больших количеств "отжатых" поровых растворов с их высокой агрессивностью обеспечивает активную работу деструктивной зоны и наряду с этим высокую степень гидратации "отщепленных" от породы и привнесенных извне химических частиц с появлением коллоидной субфазы, препятствующей параллельному течению процессов диспергирования вещества и его упорядочения, т.е. осаждения и раскристаллизации.

В заключение данной главы отметим вслед за Г.Л. Поспеловым [171], что проблема геохимической миграции, метасоматоза и гидротермального процесса в целом очень сложна и ее общая теоретическая разработка требует более разнообразных моделей, чем те, которыми ограничивались ранее большинство геологов, изучавших данные вопросы.

## МЕТАМОРФОГЕННАЯ КОНЦЕПЦИЯ - ТЕОРЕТИЧЕСКАЯ ОСНОВА ПОИСКОВ СКРЫТОГО ОЛОВЯННОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Геологическая изученность оловоносных провинций Дальнего Востока, и тем более основных рудных районов, в настоящее время очень высока. Например, территория Приморского края более чем на 70%, а Главная оловоносная зона Сихотэ-Алиня полностью охвачены геологической съемкой и специализированными поисками масштаба 1:50 000. Естественно, что при таком уровне изученности "фонд" легко открываемых месторождений оказался практически исчерпанным. В сложившейся обстановке стало совершенно очевидным, что задача дальнейшего расширения сырьевой оловоносной базы в целом и в особенности обеспечения запасами действующих горно-рудных предприятий, может решаться главным образом путем поисков скрытых месторождений.

Исходной предпосылкой, указывающей на принципиальную возможность обнаружения глубокозалегающих оловянных руд, является присутствие многим месторождениям вертикальная зональность оруденения. Главная ее особенность заключается в том, что оловянное оруденение развивается обычно на нижних горизонтах месторождений, сменяясь по восстанию существенно сульфидной или безрудной кварцевой минерализацией.

Однако для большей части месторождений характерна так называемая обратная зональность, при которой руды и околожильные метасоматиты на верхних горизонтах представлены относительно высокотемпературными минеральными парагенезисами. Рудные тела с зональностью данного типа обычно имеют незначительную вертикальную протяженность (десятки, реже - первые сотни метров), а содержание олова в них на глубину неуклонно, иногда очень резко, снижается независимо от уровня его содержания в верхних частях.

Исходя из этого, важнейшей задачей детального прогнозирования следует считать разработку комплекса критериев, позволяющего еще на ранней стадии изучения разделить всю территорию, а затем и рудопроявления на потенциально перспективные для поисков скрытого оруденения и заведомо бесперспективные. В необходимости предварительной разбраковки легко убедиться, если принять во внимание, что только в Приморье известно несколько сотен рудопроявлений с признаками оловоносности, а общее число аномальных участков с неясными перспективами на олово уже превысило тысячу. Эффективное решение проблемы прогнозирования и поисков скрытого оруденения может осуществляться только на основе объективных

представлений об условиях образования и размещения оловянных месторождений вообще и продуктивных, в частности.

В настоящее время прогнозирование осуществляется в основном с позиций постмагматической теории, дополненных структурными и другими критериями. Так, в формировании высокопродуктивных оловянных месторождений касситерит-сульфидной группы в пределах Сихотэ-Алиня решающая роль отводится сочетанию следующих геологических факторов: 1) развитие мощных терригенных толщ в необращенном синклиномном прогибе с пониженной мощностью земной коры; 2) многофазный посторогенный магматизм, представленный интрузивными телами гранитоидов повышенной основности; 3) наличие глубинных магмовыхходящих разломов и более мелких разрывов, определяющих размещение в верхних этажах интрузивных комплексов и локализацию рудных полей [180].

С учетом этих закономерностей достаточно успешно осуществляется мелкомасштабное металлогеническое районирование. Выделение крупных блоков земной коры, характеризующихся сочетанием указанных выше условий, несомненно способствует целенаправленному выделению обзорных поисков и выявлению новых площадей с благоприятным типом оловянного оруденения.

Когда же возникает необходимость выделения локальных площадей, перспективных на скрытое оловянное оруденение и оценки конкретных рудопроявлений, то предпринятые с этой целью разработки, базирующиеся на постмагматической концепции, оказались малоэффективными. Весьма показательна в этом отношении низкая результативность работ по поискам скрытого оловянного оруденения, проведенных за последнее десятилетие в Приморье. Практически на всех разведываемых месторождениях за редкими исключениями вместо ожидаемого усиления оловянного оруденения с глубиной наблюдалось его резкое затухание, развитие сульфидной минерализации, а иногда полное выклинивание рудных тел на небольшом удалении от поверхности.

Таким образом, первоочередной задачей, без решения которой дальнейшие поиски скрытого оловянного оруденения не могут быть эффективными, стала группировка объектов по типам вертикальной зональности. Причем потребовалось не только дать объяснение этому явлению, но и вооружить разведчиков методикой распознавания ожидаемого типа зональности еще до проведения дорогостоящей глубинной разведки.

Предлагаемый метод прогнозирования базируется на представлении о метаморфогенной природе гидротермального оруденения и существовании двух генетических групп гидротермалитов, связанных с различными этапами эндогенного процесса и резко отличающихся по своей промышленной значимости. Рассмотренные в предыдущих главах особенности генезиса и пространственного размещения оловянных месторождений различных типов позволяют наметить программу поисковых и ревизионных работ на олово, которая в общем случае включает три основных этапа.

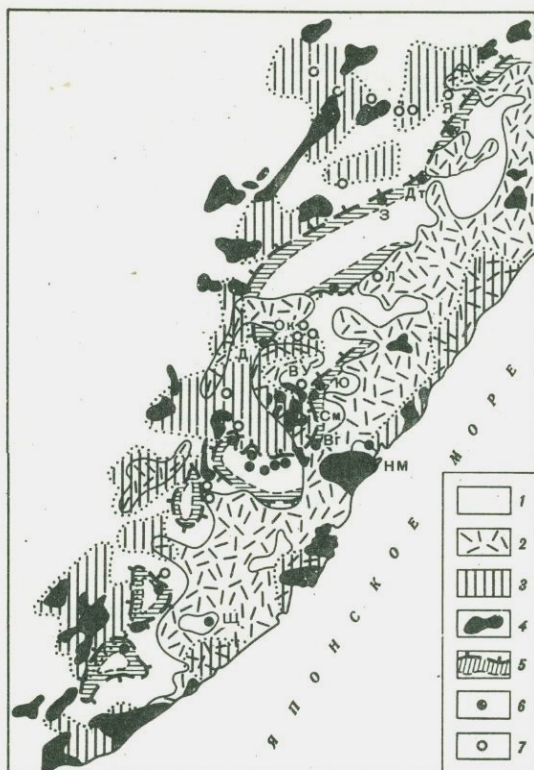
## РАЗДЕЛЕНИЕ ПЛОЩАДЕЙ ПО СТЕПЕНИ ПЕРСПЕКТИВНОСТИ ВЫЯВЛЕНИЯ ПРОМЫШЛЕННОГО ОЛОВЯННОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Все известные в пределах Сихотэ-Алиня крупные оловорудные месторождения представлены гидротермалитами 1-й группы, формирование которых происходило в прогрессивный этап метаморфизма в результате неравномерного движения восходящих растворов при интенсивной фильтрации некоторой части потока через локальные легко проницаемые (ослабленные) зоны. Условия образования гидротермалитов 2-й группы, связанных с регрессивным этапом метаморфизма, несравненно менее благоприятны для концентрации оруденения вследствие распыления его по многочисленным мелким кон-тракционным трещинам.

Основываясь на данной предпосылке, к наименее перспективным площадям при прогнозном районировании следует прежде всего отнести такие участки земной коры, где по совокупности условий возможность формирования гидротермалитов 1-й группы, локализующихся в трещинных структурах, вообще исключается. В терригенных породах такие критические условия, как отмечалось выше, наступают при метаморфизме, соответствующем субфации биотититов. Характерный визуальный признак биотититов – вишневая окраска различных тонов, а под микроскопом – отсутствие более низкотемпературных слюдястых минералов (кроме явно наложенных продуктов) и интенсивная перекристаллизация цементирующего материала. Крупные обломки минералов хотя и подвергаются регенерации, но индивидуальные особенности еще сохраняют. Эквивалент биотитизации в вулканитах кислого состава – интенсивная серицитизация, а в средних и основных соответственно – биотитизация и амфибололизация. В зонах более низкого метаморфизма, отвечающего в терригенных породах начальной биотитизации, в вулканитах среднего и основного состава новообразования представлены главным образом хлорит-эпидот (цоизит)-кальцитовым парагенезисом.

Исходя из этого, к числу бесперспективных площадей следует отнести все крупные выходы гранитоидных пород и обрамляющие их ореолы ороговикования, а также обширные поля интенсивно метаморфизованных пород, не связанные с конкретными массивами, т.е. структуры типа криптобатолитов (фиг. 47). Выделение этих структур должно осуществляться путем составления карты метаморфической зональности района или всего региона. Поскольку размеры их довольно крупные, сеть наблюдений, соответствующая геологической съемке масштаба 1 : 200 000, представляется вполне достаточной. Контуры массивов изверженных пород могут быть перенесены с имеющихся геологических карт.

При составлении карты метаморфической зональности целесообразно использование результатов региональных геофизических работ и особенно гравиметрической съемки, поскольку ореолы и поля метаморфизма довольно хорошо коррелируются с аномалиями силы тяжести [33]. В частности, периферийные зоны крупных контактовых



Фиг. 47. Размещение оловорудных месторождений в плутоно-метаморфических структурах Южного Сихотэ-Алиня

1 - осадочные и вулканогенно-осадочные породы палеозойского и мезозойского возраста; 2 - мезо-кайнозойские эффузивы; 3 - скрытые гранитные плутоны; 4 - выходы гранитоидов на поверхность; 5 - положение границы роговиковых полей и площади, рекомендуемые для поисков скрытого оловянного оруденения; 6-7 - месторождения и рудопроявления олова - гидротермалиты 1 и 2-й групп: Я - Янтарное, Т - Тернистое, Дл - Дальнетаежное, З - Зимнее, Л - Лысогорское, Д - Дальнее, Ок - Октябрьское, ВУ - Верхне-Уссурское, Ю - Южное, См - Смирновское, Вл - Высокогорское, НМ - Ново-Монастырское, Ш - Шербаковское

ореолов и региональных метаморфитов достаточно четко совпадают с "нулевой" линией знакопеременного остаточного гравитационного поля.

Указанные структуры нельзя, однако, считать абсолютно бесперспективными. На занимаемых ими площадях могут быть выявлены промышленно интересные объекты двух типов: мелкие месторождения с запасами олова в первые тысячи тонн в богатых и легко



обогатимых рудах или же крупные минерализованные зоны с большими запасами убогих руд, пригодных для дешевой открытой разработки. В пределах Сихотэ-Алиня чаще всего приходится иметь дело с наихудшим промежуточным вариантом, когда разработка отдельных рудных тел нерентабельна из-за их малых размеров, а содержание полезных компонентов на весь объем минерализованных пород также оказывается намного ниже промышленного минимума. При достаточно высокой насыщенности оруденением и благоприятных геоморфологических условиях могут образоваться промышленно значимые россыпные месторождения олова.

Выявление месторождений данной группы с оптимальным уровнем эрозионного среза может осуществляться обычными методами поисков: картированием ореолов рассеяния рудных обломков, шлиховой, металлометрической съемкой и др. Поиск скрытых оловянных месторождений, относящихся к гидротермалитам 2-й группы, в настоящее время вряд ли целесообразен, поскольку подавляющее большинство из них даже на уровне современной поверхности практического интереса при существующих требованиях промышленности не представляет.

#### **ВЫДЕЛЕНИЕ ЛОКАЛЬНЫХ ПЛОЩАДЕЙ, ПЕРСПЕКТИВНЫХ ДЛЯ ВЫЯВЛЕНИЯ КРУПНЫХ ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

Остальная территория по степени промышленной оловоносности также неравноценна. Все известные крупные месторождения олова располагаются по ближайшей периферии ареалов метаморфизма [182]. С удалением от их границ характер оруденения постепенно изменяется в сторону все большего преобладания на уровне современного эрозионного среза полиметаллического и других относительно низкотемпературных типов, отражая фаціальную зависимость оруденения от степени метаморфизма. Эта генеральная тенденция хорошо согласуется с положением олова в ряду относительной миграционной способности элементов, где оно занимает место после бора, цинка, меди, свинца, серебра и золота.

В соответствии с указанной позицией крупных касситерит-сульфидных месторождений работы следующего этапа должны быть сосредоточены в довольно узкой (5-10 км) полосе, обрамляющей ареалы биотититов и крупные массивы интрузивных пород. При этом следует учитывать, что перспективы оловоносности в пределах данной переходной зоны тоже неодинаковы. Крупные месторождения не образуют здесь непрерывной цепочки, а группируются в отдельные узлы, приуроченные к определенным участкам, разобленным весьма обширными промежутками с более низкими потенциальными возможностями промышленной оловоносности (фиг. 47).

Предполагается, что один из главных факторов, определяющих степень рудоносности того или иного отрезка периферийной зоны, при прочих равных или близких условиях - положение (угол наклона) верхней границы криптобатолита по отношению к земной поверх-

ности. Под прочими условиями понимается степень эрозионного среза, литологический или петрографический состав, физико-механические свойства пород и др. Влияние данного фактора может сказываться двояко. Во-первых, при крутом положении поверхности криптобатолита, близком к генеральному направлению движения восходящих растворов, не может эффективно действовать сам механизм формирования гидротермалитов 1-й группы. Естественно, что для образования вертикальных выступов необходимо, чтобы основной фронт метаморфизма имел положение, близкое к горизонтальному, во всяком случае не слишком крутое. Во-вторых, с увеличением угла наклона видимая мощность периферийной зоны в плане будет резко сокращаться, приближаясь к истинной, что соответственно снизит вероятность выхода к поверхности существующих локальных объектов (месторождений), особенно во внешней части зоны.

Таким образом, оптимальные условия как для формирования продуктивных объектов, так и для их выявления возникают на участках с пологим залеганием верхней границы криптобатолитов. Характерные особенности таких участков — сравнительно низкая степень метаморфизма пород, постепенно возрастающая в каком-либо направлении, и сложная мозаичная перемежаемость пологих куполовидных "вздутый" метаморфического фронта с разделяющими их полями слабо измененных пород. На гравиметрических картах описанные участки отмечаются знакопеременным полем и малыми горизонтальными градиентами силы тяжести.

Наряду с указанным важная роль в размещении продуктивного оруденения принадлежит литологическому фактору. Анализируя региональные закономерности размещения оловянного оруденения в Сихотэ-Алине, В.П. Василенко и В.К. Клюев [33] пришли к выводу, что для образования крупных месторождений наиболее благоприятны только те отрезки периферийных зон криптобатолитов, которые находятся в пределах флишoidных толщ. Если учесть при этом, что влияние данного литологического фактора в локализации оруденения весьма отчетливо проявляется и на отдельных месторождениях [34, 42], то его значение для прогнозирования промышленной оловянности становится еще более существенным.

Основная задача работ на выбранных таким образом отрезках периферийных зон заключается в выявлении характерных для гидротермалитов 1-й группы геологических элементов — локальных (околорудных) полей слабометаморфизованных пород в сочетании со средними компенсирующими структурами в виде рудных жил, метасоматически измененных пород, а для скрытого оруденения — эндогенных геохимических ореолов. Эти структуры, как было показано выше, представляют собой широкие дугообразные зоны слабо измененных пород, вдающиеся в краевые части метаморфических ареалов и заключающие в себе рудоносные тела — жилы или метасоматиты, чаще — то и другое вместе. Размер околорудных полей в плане варьирует от одного до нескольких десятков квад-

ратных километров, поэтому густота сети наблюдений примерно должна соответствовать таковой при геологической съемке масштаба 1: 50 000.

Карта метаморфической зональности дополняется имеющимися данными о распространении на исследуемой территории месторождений и рудопоявлений или их индикаторов: рудных свалов, вторичных и первичных ореолов рассеяния металлов, геофизических аномалий и т.д.

Как уже указывалось, неотъемлемой составной частью всех крупных рудо локализирующих структур, вмещающих гидротермалиты 1-й группы, являются крутые локальные выступы метаморфизованных пород, в непосредственной близости к которым располагаются основные оловоносные тела месторождений. Поэтому существенную помощь в выявлении оловорудных месторождений, залегающих в терригенных породах, в том числе слабо эродированных, может оказать на данном этапе работ крупномасштабная гравиметрия и другие геофизические методы, способные фиксировать положение верхней границы интенсивно биотитизированных пород.

Важная составная часть работ второго этапа – отбраковка месторождений, относящихся к низкотемпературным гидротермалитам 2-й группы. На поисково-разведочной стадии для этого используются в основном два критерия: минералогический (метасоматический) и структурный. Суть первого критерия заключается в том, что у гидротермалитов 2-й группы локальная минерализация (околожильный комплекс или метасоматиты самой рудной зоны) всегда представлены более низкотемпературными парагенезисами по сравнению с метасоматитами площадного распространения. В терригенных породах это соотношение чаще всего представлено следующим вариантом: зоны кварц-серицит-хлоритовой или кварц-хлоритовой минерализации среди поля или ореола слабо биотитизированных пород. Биотитизация в этом случае устанавливается только под микроскопом. Структурный признак – невыдержанность рудных тел по простиранию в сочетании с резко неравномерным распределением содержания полезных компонентов, наличие, кроме основных рудных тел, множества коротких разноориентированных зон минерализации и мелких штокверкоподобных тел.

Если данное рудное тело или рудопоявление в целом по совокупности признаков отчетливо вырисовывается как гидротермалит 2-й группы и на уровне современного среза промышленных концентраций олова не содержит, то дальнейшему изучению (разведке на глубину) как оловорудный объект оно не подлежит. При разведке рудных тел этой группы с промышленными параметрами следует иметь в виду, что вертикальный размах оруденения у них обычно невелик (от нескольких десятков до первых сотен метров), а интенсивность оловянного оруденения с глубиной резко затухает, сменяясь сульфидным колчеданным или полиметаллическим оруденением вследствие присущей гидротермалитам 2-й группы обратной вертикальной зональности.

## ПРОГНОЗНАЯ ОЦЕНКА ОТДЕЛЬНЫХ РУДНЫХ ОБЪЕКТОВ

Проявления оловянного оруденения, относящиеся к гидротермалам 1-й группы, также далеко не все представляют собой промышленные месторождения. Среди них могут оказаться, например, существенно полиметаллические жильные месторождения или отдельные рудные тела с низкими содержаниями олова на всех интервалах глубин. Поэтому задача третьего этапа - разделение по степени оловоносности генетически родственных объектов, находящихся в идентичной геологической обстановке.

Разбраковка конкретных рудопроявлений осуществляется с несколько иных позиций. Если на первых этапах основное внимание обращалось на характеристику не самих объектов, а на различия геологической обстановки, то для разделения по степени перспективности генетически однотипных объектов наряду с внешними требуется привлечение признаков, относящихся непосредственно к ним.

К числу внешних признаков, еще сохраняющих свое значение на данном этапе прогнозирования, относятся расположение собственно рудоносных структур (минерализованных зон, жильных тел) по отношению к контуру околорудного поля слабо метаморфизованных пород и размеры последнего. Основные рудные тела с наиболее широким развитием высокотемпературной (в данном случае оловянной) минерализации приурочены к центральной или осевой части околорудных полей. Остальные участки локальной минерализации, располагающиеся где-либо по периферии околорудного поля, вместе с бесчленистыми рудными "просечками", рассеянными во вмещающих породах, представляют собой описанные выше недоразвитые гидротермалиты 1-й группы.

Значение размеров околорудного поля слабо метаморфизованных пород как оценочного признака вполне очевидно. Оно непосредственно вытекает из того положения, что локальное накопление рудных компонентов в срединной ослабленной зоне, в том числе олова, происходит в результате недонасыщения ими объема слабо метаморфизованных пород околорудного поля. Использование размеров околорудного поля в качестве оценочного критерия возможно только для пространственно индивидуализированных месторождений, в крайнем случае для парных объектов типа Дубровское-Верхнее. При групповом расположении месторождений, когда происходит частичное перекрытие дренирующего влияния соседних рудо локализирующих структур, их околорудные поля могут сливаться, лишь иногда разделяясь нечеткими "валами" повышенного метаморфизма пород.

К внутренним благоприятным признакам относятся структурный, рудно-геохимический, минералогический и собственно геохимический. Под структурным фактором понимается степень проработанности рудовмещающей структуры, определяющая такие параметры, как насыщенность участка рудными телами, их протяженность, мощность и другие признаки, указывающие на интенсивность процесса минерализации. Рудно-геохимический фактор - повышенное содер-

жание основного компонента (олова) и сопутствующих полезных компонентов на выходах рудных тел и в ореолах рассеяния.

Вполне очевидно, что указать какие-либо конкретные значения данных параметров, по которым можно определять степень перспективности объектов, невозможно. В самом деле, если каждое рудное тело, имеющее конечные размеры, рано или поздно выклинивается книзу и вверх, то при соответствующем эрозионном срезе его протяженность и мощность могут оказаться незначительными. То же самое можно сказать и о содержании полезного компонента (олова), особенно если учесть широко проявленную на оловорудных месторождениях этой генетической группы прямую вертикальную зональность оруденения. Значение для прогнозирования других собственно структурных признаков (позиция рудо локализирующего участка по отношению к более крупным геологическим структурам, происхождение и тип трещинной зоны, характер деформаций, положение рудоподводящих и рудораспределяющих полостей и т.д.) в начальную стадию изучения месторождений невелико из-за отсутствия большей части исходной информации.

Из минералогических критериев наиболее информативна степень развития турмалинизации. В качестве конкретного примера можно сопоставить Дубровское месторождение, с одной стороны, и расположенные в непосредственной близости к нему непромышленные рудопроявления Лето-Партизанское и Рубежное (фиг. 24). Рудные тела на всех этих объектах представлены в основном метасоматическими жилами, а на Дубровском месторождении, кроме того, мощными зонами с прожилкововкрапленным оруденением. Но на Дубровском месторождении широко проявлена турмалинизация, что отличает его от непродуктивных на олово объектов, хотя другие типы гидротермальных изменений пород (хлоритизация, серицитизация, актинолитизация) проявлены здесь также достаточно широко.

Практическое использование турмалинизации, как оценочного критерия, мыслится примерно следующим образом. Если на современной поверхности наряду с рудными телами обнажаются также локальные выступы биотитов и между ними или в верхней части биотитовой зоны заметна развитая турмалинизация не наблюдается, то такие объекты проверке на глубину не подлежат. Геохимическая сущность данного критерия заключается, по-видимому, в относительно меньшей миграционной способности олова по сравнению с бором. Если бор в данную рудовмещающую структуру в значительных количествах не поступал, о чем можно судить по отсутствию или слабому развитию турмалинизации, то ожидать здесь заметных концентраций олова тем более не следует.

Особое место среди оценочных критериев продуктивности месторождений занимает геохимический метод оценки. Эта исключительность обусловлена тем, что геохимический метод может применяться на всех этапах прогнозирования, включая поиски отдельных рудных тел.

Для прогнозирования скрытого оруденения в качестве геохимического критерия используются различные параметры эндогенных ореолов, но надежных методов разбраковки пока не имеется. Однако это при условии предварительного разделения объектов по указанным генетическим группам кардинального значения для прогнозирования месторождений в целом не имеет. Сопоставлением общего количества известных в оловорудных районах Сихотэ-Алиня достаточно крупных жильных месторождений, относящихся к гидротермалитам 1-й группы, с количеством продуктивных объектов (без учета технологических качеств руд) установлено явное преобладание (70-80%) последних. Исходя из такого соотношения продуктивности на олово гидротермалитов 1-й группы, можно считать, что использование только петролого-геохимических критериев для прогнозирования на данном этапе будет достаточно эффективным.

Однако на любом промышленном месторождении имеются как оловоносные структуры или отдельные жильные тела, так и малопродуктивные и практически безрудные на олово жилы и минерализованные зоны. В связи с этим разработка геохимических и других критериев для оценки оловоносности на глубину конкретных рудных тел по-прежнему остается важнейшим вопросом детального прогнозирования.

В заключение не лишне еще раз напомнить, что использование всех перечисленных признаков, относящихся непосредственно к конкретным рудным объектам, мыслимо только с учетом более общих признаков, характеризующих геологическую обстановку и генетический тип изучаемых объектов, в частности их положение в сводной колонке метаморфической зональности. Для иллюстрации можно привести пример использования в качестве оценочного критерия опять турмалинизации, но несколько в другом плане. Как уже указывалось, развитие турмалина в метасоматитах, принадлежащих к гидротермалитам 1-й группы, — надежный признак оловоносности данной рудолокализующей структуры. Однако если турмалинизация вместе с другими типами изменений пород проявляется как наложенный процесс по отношению к ранее метаморфизованным породам, то такие объекты промышленного оловянного оруденения обычно не содержат. Об исключениях из этого правила было сказано выше.

Другой аналогичный пример — использование для прогнозирования геофизических данных, в частности карт остаточных аномалий силы тяжести. Так, на площади Кавалеровского рудного района устанавливаются два основных типа возмущающих объектов, создающих положительные аномалии. Первый из них представлен пологими "вдутиями" метаморфического фронта с выходом на современную поверхность биотитизированных пород, среди которых обычно развивается наложенная минерализация, иногда в виде таких значительных рудопроявлений, как Ивановское, Новогорское, Темногорское, Перевальное и др. Ко второму типу относятся описанные выше крупные локальные выступы тех же биотитизованных, устанавливаемых на нижних горизонтах всех крупных оловорудных месторождений рай-

она. Вполне очевидно, что без расшифровки особенностей связи минерализации с этими в общем родственными по своей природе и характеру создаваемых аномалий геологическими образованиями применение гравиметрии и других геофизических методов может оказаться малоэффективным.

Приведем еще примеры, иллюстрирующие необходимость комплексного подхода к использованию оценочных критериев с учетом их разрешающей способности на различных этапах прогнозирования оловянного оруденения. Многолетний опыт показал, что в условиях Сихотэ-Алиня грейзеновые и другие высокотемпературные оловянные рудопроявления, залегающие в интенсивно метаморфизованных осадочных и вулканогенных породах, а также в интрузивных телах, промышленного интереса, как правило, не представляют. Известно также, что все крупные касситерит-сульфидные месторождения располагаются по ближайшей периферии плутонометаморфических структур, развиваясь в сравнительно слабо измененных породах. С учетом этой закономерности первого приближения в ряде работ, посвященных вопросам прогнозирования, в число объектов, рекомендуемых для дальнейшего изучения (разведка на глубине), включаются все или почти все рудопроявления, находящиеся в данной геологической обстановке.

Таким образом, в категории перспективных объектов наряду с возможными скрытыми или слабо эродированными крупными касситерит-сульфидными месторождениями оказываются и недоразвитые гидротермалиты 1-й группы и низкотемпературные гидротермалиты 2-й группы. Более того, необходимость предварительного выделения низкотемпературных гидротермалитов 2-й группы со свойственной им обратной вертикальной зональностью не учитывается и в применяемых геохимических методах прогнозирования. Вследствие этого нередко случаи, когда даже в благоприятной, казалось бы, геологической обстановке на глубине устанавливается не усиление, а быстрое затухание оловянного оруденения и выклинивание самих рудных тел.

В более широком плане указанные замечания о необходимости взаимоувязки оценочных критериев следует рассматривать как требование соблюдения предлагаемой стадийности работ, предусматривающей комплексное и вместе с тем дифференцированное использование общегеологических, петрологических, геофизических, геохимических, минералогических и других критериев.

Изложенная методика нацелена главным образом на разделение по степени оловоносности площадей и рудопоявлений в начальную стадию их изучения. Она базируется на достаточно объективных исходных данных и несомненно сыграет положительную роль. Последовательная отбраковка сначала площадей, затем отдельных рудопоявлений позволит резко сократить число объектов, рекомендуемых для дальнейшего изучения (разведка на глубину) и соответственно повысить эффективность геолого-разведочных работ.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В данной работе затронуты далеко не все стороны проблемы гидротермального рудообразования. Однако даже частичный анализ связей оруденения с более общими эндогенными процессами, проведенный на примере оловорудных месторождений Сихотэ-Алиня, показал, что в их формировании весьма существенная роль принадлежит метаморфизму, точнее региональному метасоматозу. Метаморфизм сопровождается перемещением огромных масс металлов, частный случай которого – образование рудных тел.

По характеру связи с метаморфизмом выделяются две генетические группы гидротермалитов. Гидротермалиты 1-й группы формируются при восходящем движении растворов в прогрессивный этап метаморфизма и представляют его частные (локальные) проявления. Гидротермалиты 2-й группы синхронны регрессивному этапу этого процесса и образуются при нисходящем движении растворов. Разнонаправленное движение растворов обусловлено эффектом термовлагодиффузии, проявленным в геологических масштабах.

Предлагаемая модель позволяет с единых позиций объяснить многие особенности генезиса гидротермального оруденения, не прибегая к дополнительным или специальным построениям, что подтверждает ее высокую объективность. К числу таких особенностей, не находящихся удовлетворительного объяснения в рамках постмагматической теории, относятся: бескорневое строение рудных тел, прямая и обратная минералогическая температурная зональность, до- и послеинтрузивный возраст оруденения, прогрессивный режим минералообразования и ряд других.

Связь оруденения с магматизмом рассматривается как парагенетическая в том смысле, что магматизм, метаморфизм, метасоматоз и рудоотложение – звенья единого, но многогранного процесса эндогенных преобразований земной коры, обусловленного подтоком тепла с глубины.

С изложенной точки зрения отнюдь не отрицается возможность формирования гидротермального оруденения за счет других механизмов, действующих раздельно или в сочетании. В частности, представление о собственно постмагматическом генезисе в обычном понимании вполне приемлемо для тех месторождений, которые располагаются непосредственно в материнском интрузиве, что исключает необходимость в подводящих каналах, и обладают прямой минералогической и температурной зональностью, свидетельствующей о восходящем движении рудообразующих растворов.

Таким образом, речь идет не об отрицании связи оруденения с магматизмом вообще, а об уточнении ее характера применительно к месторождениям, формирующимся в различной геологической обстановке. Настоящая книга имеет более скромную цель – обратить



внимание геологов на возможность интерпретации генезиса некоторых гидротермальных месторождений с позиций метаморфогенной концепции в том варианте, как она здесь изложена, и практического использования полученных выводов. Если эта попытка удалась, то автор свою задачу считает выполненной. Нетрудно убедиться, что большая часть книги, по существу, содержит аргументацию на конкретных примерах двух положений, выдвинутых ранее Д.С. Коржинским [99]: "1) "Любой метаморфизм горных пород сопровождается изменением их химического состава, т.е. процессом метасоматоза" и 2) "Образование рудных зон и жил является очень часто крайним проявлением метасоматических процессов. Даже если руды отлагаются в виде выполнения трещин" (с. 368, 369).

1. Аврашев А.С. Химизм процессов базификации и гранитизации в контактовых ореолах гранитных массивов. – В кн.: Вопросы петрохимии. Л., 1969, с. 422–423.
2. Айдинян Н.Х., Озерова Н.А., Головня С.В. О поведении ртути в процессе регионального метаморфизма осадочных горных пород на примере некоторых районов Курской магнитной аномалии и Кривого Рога. – В кн.: Очерки геохимии ртути, молибдена и серы в гидротерм. процессе. М.: Наука, 1970, с. 70–80.
3. Алабина А.А., Арнаутов Н.В., Слободской Р.М. Элементы-примеси в контактовых роговиках гранитоидных массивов. – Докл. АН СССР, 1970, 193, № 5, с. 1155–1158.
4. Алиев А.Г., Алиева Г.А., Осика Д.Г. Характер распределения  $J_2$ ,  $Vg_2$ ,  $NH_4$  и бора в горных растворах и пластовых водах нефтяных месторождений Северного Дагестана. – Геохимия, 1966, № 12, с. 1497–1502.
5. Ананян А.А. Кристаллизация воды в замерзающих и мерзлых горных породах. – В кн.: Современные представления о связанной воде в горных породах. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 56–69.
6. Андрушин В.В., Кроль О.Ф. Метасоматоз, связанный со щелочными гранитами и положение фенакитсодержащих альбититов в метасоматической колонке. – В кн.: Критерии рудоносности метасоматитов. Алма-Ата, 1972, с. 215–219.
7. Арнаутов Н.В., Зеркалова М.И., Слободской Р.М. Метасоматоз в контактовых ореолах гранитоидных массивов Северо-Западного и Южного Алтая. – Докл. АН СССР, 1971, 4, с. 915–917.
8. Арнаутов Н.В., Зеркалова М.И., Слободской Р.М. Изохимический контактовый метаморфизм, связанный с гранитоидными массивами Центрального Алтая. – Докл. АН СССР, 1971, 197, № 1, с. 182–184.
9. Барабанов В.Ф. Гидротермальные жилы и проблемы растворов их образующих. – Вестн. ЛГУ, 1975, вып. 4, с. 67–99.
10. Барнс Х.Л., Чаманский Г.К. Растворимость и перенос минералов. – В кн.: Геохимия гидротерм, рудных месторожд. М.: Мир, 1970, с. 286–324.
11. Барсуков В.Л. Основные черты геологии олова. М.: Наука, 1974. 149 с.
12. Белевцев Я.Н. Основные положения теории метаморфогенного рудообразования. – В кн.: Проблемы теории и эксперимента в рудообразовании. Киев: Наук. думка, 1966, с. 35–57.
13. Белевцев Я.Н. Главнейшие проблемы эндогенного рудообразования. – Геол. ж., 1969, № 2, с. 25–38.
14. Белевцев Я.Н. Современные проблемы эндогенного рудообразования. – В кн.: Метаморфогенное рудообразов., ч. 1. Киев: Наук. думка, 1972, с. 6–32.
15. Белоголовкин А.А., Буряк В.А. Доинтрузивное редкометальное оруденение. – Докл. АН СССР, 1976, 226, № 2, с. 405–408.
16. Бернал Дж., Фаулер Р. Структура воды и ионных растворов. – УФН, 1934, 14, № 5, с. 586–597.
17. Беус А.А. Геохимический анализ явлений высокотемпературного постмагматического метасо-

- магоза в гранитоидех. - В кн.: *Химия земной коры*. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 178-194.
18. Беус А.А., Залашкова Н.Е. О процессах высокотемпературного постмагматического метасоматоза в гранитоидах. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1962, № 4, с. 13-31.
  19. Блох А.М. Структура воды и геологические процессы. М.: Недра, 1969. 216 с.
  20. Блох А.М., Симоненко В.Ф. Измененность растворяющих свойств воды в поле поверхностных сил минеральных систем. - В кн.: *Поверхностные силы в тонких пленках и устойчивых коллоидов*. М.: Наука, 1974, с. 72-76.
  21. Боголепов В.Г. Основные направления исследований при определении практической значимости тел гидротермально измененных пород. - В кн.: *Критерии рудоносн. метасомат.*, ч. 1. Алма-Ата, 1972, с. 9-35.
  22. Боголепов В.Г., Бочаров В.Е. О методах выявления и некоторых причинах возникновения вертикальных метасоматических зон на примере грейзеновых месторождений Центрального Казахстана. - В кн.: *Минералогическая термом. и барометр.*, т. I. М.: Наука, 1968, с. 248-260.
  23. Богородицкий К.Ф. Роль воды в переносе химических элементов на участках подземной газификации углей. - *Геохимия*, 1961, № 1, с. 75-83.
  24. Бокий Г.Б. Кристаллохимия. М.: Изд-во МГУ, 1960. 357 с.
  25. Болтырев В.Б. Метаморфогенная минерация Урала. - В кн.: *Геол. и металлог. метаморфических комплексов*. Свердловск, 1977, с. 160-167.
  26. Бондаренко Е.И., Ковальчук Т.К. Новые данные по абсолютному возрасту оруденения Сихотэ-Алиня. - В кн.: *Геология и минеральное сырье Дальн.Вост.*, вып. 2. М., 1972, с.93-109.
  27. Бородаевская М.Б., Кривцов А.И. Роль коллоидных растворов при формировании околорудноизмененных пород на примере сульфидных месторождений, связанных с вулканогенными формациями. - В кн.: *Проблемы метасоматоза*. М.: Недра, 1970, с. 138-145.
  28. Бунеев А.Н., Крюков П.А., Ренгартен Е.В. Опыт выделения растворов из осадочных горных пород. - Докл. АН СССР, 1947, 57, № 7, с. 707-709.
  29. Буряк В.А. О влиянии процессов регионального метаморфизма на развитие золото-сульфидного оруденения в центральной части Ленского золотоносного района. - В кн.: *Физ.-хим. условия магматизма и метасоматоза*. М.: Наука, 1964, с. 13-15.
  30. Буряк В.А. О миграции золота в условиях регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. - В кн.: *Пробл. метаморфог. рудообразов.* Киев: Наук. думка, 1969, с. 42-44.
  31. Буряк В.А. О характере связи эндогенного оруденения с процессами метаморфизма. - В кн.: *Метаморфог. рудообразов.* Киев: Наук. думка, 1972, с. 212-219.
  32. Василенко В.П., Бураго А.И. Поиски скрытых оловянных месторождений по их эндогенным ореолам в Приморье. - В кн.: *Прогнозифов. скрытого оруден. на основе зональности гидротерм. месторожд.* М., 1972, с. 45-47.
  33. Василенко В.П., Ключев В.К. Закономерности размещения оловянной минерализации восточной части Приморья в связи с особенностями глубинного строения. - В кн.: *Металлогенич. специализ. вулканич. структур Дальн. Вост. и др. р-нов СССР*. Владивосток, 1971, с. 77-80.
  34. Василенко В.П., Сапрыкин Е.П. О роли флюидных образований в размещении оловянной минерализации. - В кн.: *Вопросы металлогении и зональности*.

- месторожд. Тихоокеанск. рудн. пояса, Владивосток, 1974, с. 59-65.
35. Васильева А.И. Морфогенетические особенности ритмических текстур и их роль в выяснении условий рудообразования на примере ряда железорудных месторождений Сибири. М.: Наука, 1970. 127 с.
36. Великославинский Д.А., Глебовицкий В.А., Соколов Ю.М. Метаморфическая зональность и металлогеническая специфика метаморфических зон. - МГК, 33 сессия. Пробл. 8. Докл. сов. геол. М., 1968, с. 195-211.
37. Вербицкий В.Н. Влияние процессов метаморфизма на распределение рудогенных элементов в породах северокриворожского комплекса: - В кн.: Метаморфог. рудообразов., ч. 1. Киев: Наук. думка, 1972, с. 175-182.
38. Вернадский В.И. О капиллярной воде горных пород и минералов. Избр. соч., т. IV, кн. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 607-611.
39. Виньковецкий Я.И. Геологические данные о генезисе вторичных кварцитов герцинит Центрального Казахстана. - Зав. ВМО, 1970, 99, № 5, с. 517-527.
40. Вольфсон Ф.И., Архангельская В.В. К вопросу об условиях образования сульфидных метаморфогенных месторождений. - Изв. АН АрмССР, Наука о Земле, 1971, 24, № 3, с. 47-63.
41. Ганеев И.Г. Строение и свойства гидротермальных растворов. - Изв. АН СССР, сер. геол. 1977, № 3, с. 22-35.
42. Геологические предпосылки расширения сырьевой оловорудной базы в Кавалеровском рудном районе. - В кн.: Проблемы металлогении советского Дальн. Востока, вып. 4. М.: Наука, 1967, с. 93-95. Авт.: Антушевич И.И., Лахнюк В.С., Николаев М.М., Салрыкин Е.П.
43. Геология СССР, т. XXXII (Приморский край). М.: Недра, 1969, 695 с.
44. Геохимия олова в гранитоидных массивах зоны Центрального разлома (Южное Приморье). - В кн.: Региональная геохимия Дальнего Востока. Владивосток, 1973, с. 144-154. Авт.: Мушенко Л.В., Лаговская Е.А., Голубева Э.Д. и др.
45. Германов А.И., Ярошевский А.А. Динамика перераспределения вещества фильтрующими водами. - В кн.: Кинетика и динамика геол. проц. М., 1971, с. 111-123.
46. Гилл Дж. Диффузия сульфидов в твердой фазе и рудообразование. - МГК, 21 сессия, вып. III. М.: Мир, 1964, с. 427-439.
47. Гинзбург А.И. Источники рудного вещества в эндогенных месторождениях литофильных редких элементов. - Геол. рудн. месторожд., 1975, № 4, с. 44-52.
48. Говоров И.Н. Контактный метаморфизм гранитоидных интрузий и его термодинамика. - Геол. и геофиз., 1967, № 10, с. 135-151.
49. Голева Р.В., Пастухов Е.С. Об особенностях зональности натровых метасоматитов. - В кн.: Кинетика и динамика геол. процессов, М., 1971, с. 162-173.
50. Горлицкий Б.А. Распределение малых элементов и проблемы металлогении осадочно-вулканогенных формаций докембрия Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1970. 163 с.
51. Гранитоиды Южного Верхоянья. М.: Наука, 1970. 287 с. Авт.: Гринберг Г.А., Бахарев А.Г., Гамянин Г.Н. и др.
52. Де Бур А. Динамический характер адсорбции. М.: Ил., 1962, 290 с.
53. Дерягин Б.В. Итоги и перспективы исследования модифицированного состояния жидкостей и их граничных слоев. - Ж. Химич.

- о-ва им. Д.И. Менделеева, 1967, № 12, 5, с. 521-527.
54. Домарев В.С. Отличительные черты гидротермальных и метаморфогенных месторождений регионально-метаморфической группы. - Докл. АН СССР, 1954, 10, № 3, с. 447-450.
55. Домарев В.С. Некоторые особенности метаморфогенных рудных месторождений. - Материалы ВСЕГЕИ, Нов. серия, вып. 8. Л., 1956, с. 7-41.
56. Домарев В.С. Источники вещества метаморфогенных месторождений. - В кн.: Метаморфог. рудообр. Киев, 1972, с. 109-114.
57. Дубровский В.Г. Стадии минерализации и зональность касситеритово-сульфидного месторождения Хрустального (Дальний Восток СССР). - В кн.: Пробл. постмаг. рудообр., т. I. Прага: Изд-во Чехослов. АН, 1963, с. 86-90.
58. Дубровский В.Н., Кигаи И.Н. Зональность оловорудных месторождений. - В кн.: Зональн. гидротерм. месторожд., т. I. М.: Наука, 1974, с. 19-88.
59. Дударев А.Н., Сотников В.И. Формирование тепловых флюидо-проводников в зонах грейзенизации. - В кн.: Физ. и физ.-хим. рудообр. проц. Новосибирск: Наука, 1971, с. 207-221.
60. Дымкин А.М., Васильева А.И. Характер формирования полосчатогрипических текстур (по экспериментальным данным). - В кн.: Проблемы дифференциации вещества в магматич. и рудообраз. системах. Новосибирск: Наука, 1977, с. 169-176.
61. Дюфур М.С. Происхождение и структурное положение метаморфических толщ в складчатых областях. - Труды Ленингр. о-ва естествоисп., 1973, № 2, с. 10-16.
62. Дюфур М.С., Попова В.А. Процессы регионального метасоматоза в музольском метаморфическом комплексе на Центральном Памире. - Вестн. ЛГУ, № 12, вып. 2, с. 14-20.
63. Дюфур М.С., Потапова В.А., Кривец Т.Н. Альпийский метаморфический комплекс восточной части Центр. Памира. Л.: Изд-во ЛГУ, 1970. 130 с.
64. Еремин В.П. К вопросу о характере контактовых изменений глинистых сланцев. - В кн.: Вопросы петрогр. и минерал. М.: Изд-во АН СССР, 1953, с. 113-118.
65. Еремин Р.А. Гидротермальный метаморфизм и оруденение Арманской вулканоструктуры. Новосибирск: Наука, 1974. 132 с.
66. Ермолаев Ч.П. Прогрессивный метаморфизм и ультраметаморфизм пород как вероятные источники вещества при эндогенном рудообразовании. - В кн.: Рудообразов. и его связь с магматизмом. М.: 1972, с. 45-50.
67. Жариков В.А. Экспериментальное исследование кислотноосновного эффекта. - В кн.: Пробл. постмагм. рудообр., т. I. Прага: Изд-во Чехослов. АН, 1963, с. 416-471.
68. Жариков В.А. Некоторые закономерности метасоматических процессов. - В кн.: Метасоматизм боковых пород и их роль в рудообразов. М.: Недра, 1966, с. 47-63.
69. Жариков В.А., Зарайский Г.П. Экспериментальные исследования метасоматизма, состояние, перспективы. - Геол. рудн. месторожд., 1973, № 4, с. 3-18.
70. Жариков В.А., Омеляненко Б.И. Некоторые проблемы изучения изменений вмещающих пород в связи с металлогеническими исследованиями. - В кн.: Изучение закономерн. размещ. минерализ. при металлог. исследов. М.: Недра, 1965, с. 119-188.
71. Жданов В.В. Метасоматизм и рудообразование в гранитном слое земной коры. - В кн.: Метасом. и

- рудобразов. М.: Недра, 1975, с. 44-53.
72. Заварицкий А.Н. Метаморфизм и метасоматизм уральских колчеданных месторождений. - В кн.: Колчед. месторожд. Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1950, с. 7-18.
  73. Заварицкий А.Н. Избр. труды, т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1956, 467 с.
  74. Загрязская Г.Д., Василенко В.П. Изотопный состав серы сульфидов оловорудных месторождений Приморья. - В кн.: Микроэлементы в минералах. Владивосток, 1976, с. 90-92.
  75. Зайцев А.И., Ненашев И.И., Шилин А.И. О возрасте золотосносных кварцевых жил Аллах-Юньского района (южное Верхоянье). - Изв. АН СССР, сер. геол., 1973, № 4, с. 74-83.
  76. Загенецкая Н.П. Поровые воды глинистых пород и их роль в формировании подземных вод. М.: Изд-во АН СССР, 1963, 123 с.
  77. Зильберминц А.В. Эндогенная оловоносность Северо-Востока СССР. - Труды СВ НИИ СО АН СССР, вып. 30. Магадан, 1967, с. 106-118.
  78. Зильберминц А.В. Оловоносность арктической и субарктической зон СВ сектора Восточной Азии. Магадан, 1973. 192 с.
  79. Иванов В.В., Мейтув Г.М. Геолого-геохимические исследования рудных провинций. М.: Недра, 1972. 288 с.
  80. Иванов И.П. Проблемы экспериментального изучения минеральных равновесий метаморфических и метасоматических процессов. М., 1970. 284 с.
  81. Иванов С.Н. Некоторые вопросы метаморфизма рудовмещающих вулканогенных толщ колчеданных месторождений на примере Урала. - В кн.: Магматизм и связь с ним полезн. ископ. М.: Госгеолгиздат, 1960, с. 565-568.
  82. Ицксон Г.В. Гидротермальные изменения вмещающих пород оловорудного месторождения на Малом Хингане. М.: Госгеолтехиздат, 1956. 134 с.
  83. Казицын Ю.В. Метасоматизм гидротермальных месторождений. Л.: Недра, 1972. 145 с.
  84. Казицын Ю.В., Рудник В.А. Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород. М.: Недра, 1968, 264 с.
  85. Карасев Т.А. О контактовом метаморфизме около Туполангского интрузива. - Научн. труды Ташкентск. ун-та, вып. 337, 1968, с. 88-93.
  86. Карпов И.К., Другов Г.М., Дорогокупец П.И. Некоторые особенности метаморфизма и пегматизации дистен-филлитогнейсовой формации складчатых поясов (на примере Мамского слюдяносного района). - Геол. и геоф., 1976, № 5, с. 61-70.
  87. К вопросу о происхождении двух линий оловорудного процесса (на примере Сихотэ-Алиня). - В кн.: Вопросы магматизма, метаморф. и оруден. Дальн. Вост. Владивосток, 1973, с. 27-30. Авт.: Размахнин Ю.Н., Размахнина Э.М., Василенко В.П. и др.
  88. Кепежинская К.Б. Поведение породообразующих компонентов в процессе регионального метаморфизма метapelитов. - Геол. и геоф., 1973, № 10, с. 49-56.
  89. Кига́й И.Н. Об одной внутриминерализационной дайке Лифудзинского оловорудного месторождения. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1957, № 1, с. 45-48.
  90. Кига́й И.Н. Месторождение Лифудзин, как пример совмещения асцедентной зональности. - В кн.: Пробл. постмагм. рудобразов. Прага: Изд-во Чехослов. АН, 1963, с. 180-183.
  91. Козлов М.С., Титов В.И., Азов В.С. О метаморфогенном

- рудообразовании полиметаллических месторождений рудноалтайского типа. - Геол. ж., 1972, т. 32, вып. 2, с. 24-31.
92. Кокорин А.М., Кокорина Д.К. Кварц-касситеритовый парагенезис и температурные условия образования оловоносных зон Комсомольского района. - В кн.: Рудообразующая среда по включениям в минералах. М., 1971, с. 93-94.
93. Кокорин А.М., Кокорина Д.К. Температурная зональность оловорудных месторождений Дальнего Востока. - В кн.: Прогнозирования скрытого оруден. на основе зональн. гидротерм. месторожд. М., 1972, с. 51-53.
94. Кокорин А.М., Кокорина Д.К. Температурная зональность Силлинского олово-полиметаллического месторождения (Кавалеровский район). - В кн.: Вопросы металлогении и зональности месторожд. Тихоок. рудн. пояса. Владивосток, 1974, с. 196-207.
95. Комаров А.Н., Фоменко В.Ю., Кучер В.Н. Миграция рудогенных и петрогенных элементов при процессах метаморфизма и рудообразования. - В кн.: Метаморфог. рудообразов. М.: Наука, 1977, с. 174-184.
96. Коновалов И.В. Зависимость температуры образования золоторудных месторождений Ленского района от фаций метаморфизма. - Докл. АН СССР, 1975, 220, № 3, с. 694-697.
97. Константинов Р.М., Томсон И.Н., Полякова О.П. - Возрастная последовательность формирования рудных формаций Восточного Забайкалья. - В кн.: Новые данные по магмат. и минерализ. в рудн. р-нах Востока СССР. М.: Наука, 1971, с. 36-49.
98. Копелиович А.В. Особенности эпигенеза песчаников могилевской свиты ЮЗ Русской платформы. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1958, № 11, с. 45-52.
99. Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов. - В кн.: Основные пробл. в учении о магматог. рудн. месторожд. М.: Изд-во АН СССР, 1955, с. 335-456.
100. Коржинский Д.С. Зависимость метаморфизма от глубинности в вулканических формациях. - Труды Лаб. вулканол. АН СССР, 1961, вып. 19, с. 5-11.
101. Коробанова И.Г., Ковалева А.П., Копылова А.К. Стадии изменения физико-механических свойств глинистых пород. - Труды ГИН АН СССР, 1965, вып. 115, с. 124-142.
102. Королев А.В., Фатхуллов Ш.Д., Овечкин В.В. Изменение некоторых физических свойств пород Актюзского района в зависимости от геологоструктурных факторов. - В кн.: Физ.-механич. свойства горных пород в верхней части земной коры. М.: Наука, 1968, с. 226-233.
103. Корытов Ф.Л. Региональная и локальная вертикальная зональность эндогенного оруденения Забайкалья и вопросы поисков новых рудных месторождений. - В кн.: Вопросы региональн. геологии и металлог. Забайкалья. Чита, 1970, с. 130-136.
104. Котова М.С. Об изменении состава и минерализации поровых вод при выжимании из глин. - Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1965, вып. 2, с. 88-93.
105. Краускопф К.В. Горные породы как источник металлогенных флюидов. - В кн.: Геохимия гидротерм. рудн. месторожд., М.: Мир, 1970, с. 11-40.
106. Кремин В.П., Скрипиль Е.В. Ритмическое строение метасоматитов колчеданных месторождений Южного Урала. - Сов. геол., 1978, № 11, с. 140-144.

107. Крестов Г.А. Термодинамическая характеристика структурных изменений воды, связанных с гидратацией ионов. - Ж. структ. химии, 1962, 3, № 3, с. 137-142.
108. Кропоткин П.Н. Концентрическая (температурная) зональность и генетическая связь оруденения с интрузиями. - Сов. геол., 1957, № 58, с. 74-92.
109. Крюков П.А. Горные почвенные и иловые растворы. Новосибирск: Наука, 1971. 220 с.
110. Кулинич Р.Г., Шило Г.К. Геофизическая изученность магматических комплексов Приморского края. - Труды Дальневост. петрографич. совещ. Владивосток, 1971, с. 197-203.
111. Кучук В.В. Некоторые сведения о глубинном геологическом строении Приморского края по геофизическим данным. - В кн.: Геол. и металлог. сов. сектора Тихоокеанск. рудн. пояса. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 442-449.
112. Лапухов А.С. О ритмической зональности метасоматических колчеданно-полиметаллических месторождений. В кн.: Физич. и физ.-хим. моделиров. рудообраз. систем. Новосибирск: Наука, 1973, с. 181-198.
113. Лебедев М.М. Ганальская метаморфическая зона Камчатки. - В кн.: Вопр. геол., петрол. и металлог. метаморф. компл. Востока СССР. Владивосток, 1968, с. 85-88.
114. Левицкий О.Д. К вопросу о значении коллоидных растворов при рудоотложении. - В кн.: Основные пробл. в учении о магматог. рудн. месторожд. М.: Изд-во АН СССР, 1955, с. 312-333.
115. Левицкий О.Д., Смирнов В.И. Значение первичной зональности для поисков рудных тел гидротермального происхождения, не выходящих на поверхность. - Сов. геол., 1959, № 2, с. 118-131.
116. Летников Ф.А. Молекулярная память природных соединений и использование ее в геологии. - В кн.: Физ. и физ.-химия рудообраз. проц. Новосибирск: Наука, 1971, с. 75-77.
117. Летников Ф.А. О влиянии регионального метаморфизма на процессы перераспределения рудного вещества. - В кн.: Метаморфог. рудообразов., ч. 2. Киев: Наук. думка, 1972, с. 107-116.
118. Летников Ф.А., Чигринева А.И. О газово-водном режиме формирования гранитоидов Кокчетавской глыбы. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1970, № 3, с. 49-56.
119. Линдгрэн В. Минеральные месторождения, ч. 1. ОНТИ НКТП СССР, 1934. 87 с.
120. Лихачев А.П. О переотложении сульфидных медно-никелевых руд в гидротермальных условиях. - Зап. ВМО, 1974, 2-я серия, ч. 103, вып. 6, с. 655-669.
121. Лобанов М.П. Об одном возможном варианте рудообразования в зонах смятия и областях повышенного регионального метаморфизма (на примере Прибайкалья). - В кн.: Рудообразов. и его связь с магматизмом. М.: Наука, 1972, с. 114-146.
122. Лоу Ф.Ф. Физическая химия взаимодействия воды с глинами. - В кн.: Термодинамика почвенной влаги. М.: Гидрометеоиздат, 1966, с. 372-434.
123. Лугов С.Ф. Геологические особенности оловянно-вольфрамового оруденения Чукотки и вопросы поисков. М.: Недра, 1965. 336 с.
124. Лыков А.В. Теория сушки. М.: Госэнергоиздат, 1950. 327 с.
125. Макаренко Н.А., Коломейцева Н.Д. Контактново-реакци-



- онное взаимодействие нефелино-134. Миловский А.В., Матвее-  
вых сиенитов с габброидами. -  
В кн.: Вопросы минералог. и  
петрограф. Зап. Сибири. Томск,  
1972, с. 43-52.
126. Маракушев А.А. Проблемы  
минеральных фаций метаморфи-  
ческих и метасоматических  
горных пород. М.: Наука,  
1965. 327 с.
127. Маракушев А.А. Геологиче-  
ские и физико-химические свя-  
зи между метаморфизмом и  
магматизмом. - В кн.: Термо-  
динамич. режим метаморфизма.  
Л.: Наука, 1976, с. 7-22.
128. Масгутов Р.В. О ритмично-  
полосчатых текстурах в пегма-  
титах. Изв. АН КазССР, сер.  
геол., 1972, № 4, с. 51-57.
129. Мельгунов С.В. Миграция  
урана и тория в процессе про-  
грессивного метаморфизма. -  
В кн.: Пробл. метаморфог. руд-  
образов. Киев: Наук. думка,  
1969, с. 178-180.
130. Метаморфизм пород и некото-  
рые особенности локализации  
рудноносных зон Комсомольско-  
го района. - В кн.: Металло-  
генез Востока СССР. Авт.:  
Кокорин А.М., Коростелев П.Г.,  
Гоневчук В.Г. и  
др. Владивосток, 1976, с. 28-  
89.
131. Метаморфические комплексы  
Азии, 1977. Новосибирск:  
Наука, 1977. 350 с.
132. Миграция рудных элементов  
в искусственно созданном тер-  
моградиентном поле. - Геохи-  
мия, 1973, № 9, с. 1316-  
1327. Авт.: Дударев А.Н.,  
Сотников В.И., Василье-  
ва А.И. и др.
133. Миловский А.В., Буряк В.А.,  
Матвеева С.С. Поведение  
элементов в процессе прогрес-  
сивного метаморфизма пород  
(на примере верхнепротеро-  
зойских осадочных толщ Па-  
томского нагорья). - Геохи-  
мия, 1973, № 6, с. 935-  
942.
135. Минерализованные зоны Комсо-  
мольского района. М.: Наука,  
1967, 115 с. Авт.: Радке-  
вич Е.А., Коростелев П.Г.,  
Кокорин А.М. и др.
136. Миясиро А. Метаморфизм и  
метаморфические пояса. М.:  
Мир, 1976, 532 с.
137. Набоко С.И. Гидротермальный  
метаморфизм пород в вулкани-  
ческих областях. М.: Изд-во  
АН СССР, 1963. 172 с.
138. Назарова А.С., Панте-  
леев А.И. О взаимоотношении  
кварцево-касситеритовой и суль-  
фидно-касситеритовой минераль-  
ных ассоциаций на месторож-  
дении Юбилейном (Приморье). -  
В кн.: Локальное прогнозиров.  
в рудн. р-нах Востока СССР.  
М.: Наука, 1972, с. 160-172.
139. Назарова А.С., Панте-  
леев А.И., Александров Е.П.  
К вопросу о возрасте оловянно-  
го оруденения в Южном При-  
морье. - Изв. АН СССР, сер.  
геол., 1969, № 1, с. 60-72.
140. Наковник Н.И. Вертикальная  
зональность продуктов постмаг-  
матического метасоматоза и мес-  
то в ней формации вторичных  
кварцитов. - Зап. ВМО, 1963,  
ч. 62, вып. 4, с. 394-409.
141. Наковник Н.И. Метасоматизм,  
метаморфизм и минералообра-  
зование в твердой фазе. -  
В кн.: Геохим. минералог. и  
петрол. София: Изд-во Болг.  
АН, 1977, с. 58-66.
142. Некоторые структурные и ми-  
нералогические особенности  
Придорожного оловорудного  
месторождения. - В кн.: Вopr.  
геол., геохим. и металлог.  
С-3 сектора Тихоокеанск. поя-  
са. Владивосток, 1970,  
с. 261-264. Авт.: Кокор-  
ин А.М., Коростелев П.Г.,  
Радкевич Е.А. и др.

143. Нерсесова З.А. Связывание воды в грунтах в зависимости от физико-химических особенностей их поверхности. - В кн.: *Соврем. представл. о связанной воде в породах*. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 70-81.
144. Никольский А.П. О генезисе оловянной магмы. - *Сов. геол.*, 1941, № 4, с. 125-126.
145. Овчаренко Ф.Д. Гидрофильность глин и глинистых минералов. Киев: Изд-во АН УССР, 1961. 283.
146. Овчинников Л.Н. Экспериментальные исследования процессов эндогенного рудообразования. - В кн.: *Пробл. кристаллох., минералог. и эндог. минералообр.* М.: Наука, 1967, с. 153-162.
147. Овчинников Л.Н. Источники рудного вещества эндогенных месторождений и надежность критериев их установления. - В кн.: *Источн. рудного вещества эндог. месторожд.* М., 1974, с. 23-26.
148. Овчинников Л.Н., Григорян С.В., Баранов Э.Н. Первичные геохимические ореолы гидротермальных месторождений и их поисковое значение. - В кн.: *Прогнозиров. скрытого оруден. на основе зональн. гидротерм. месторожд.* М., 1972, с. 17-19.
149. Овчинников Л.Н., Масалович А.М. Состав, внутреннее строение и некоторые свойства гидротермального рудообразующего раствора. - В кн.: *Пробл. метасоматизма*. М.: Недра, 1970, с. 25-33.
150. Околорудный серицит и этапность формирования колчеданных месторождений Урала. - В кн.: *Нов. данные по геохронологич. шкале в абсолютн. исчисл., датиров. тект.-магм. циклов, прощ. рудообр. и вопр. интерпрет. цифр.* М., 1971, с. 121-122. Авт.: Гаррис М.А., Зайдис Б.Б., Лозовой М.В., Пшеничный Н.Г.
151. Ольшанский Н.И., Иваненко В.В. Механизм переноса веществ при образовании гидротермальных месторождений сульфидов. - *Труды ИГЕМ*, 1958, вып. 16, с. 70-77.
152. Онтроев Д.О. Стадийность минерализации и зональность месторождений Забайкалья. М.: Наука, 1974. 244 с.
153. Осипов М.А. Контракция гранитоидов и эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1974, 158 с.
154. Основные черты геологии и металлогении Приморья. Владивосток, 1968. 102 с. Авт.: Радкевич Е.А., Берсенева И.И., Бурдэ А.И. и др.
155. Особенности зональности оруденения в некоторых рудных узлах Восточного Забайкалья. - *Геол. рудн. месторожд.*, 1967, № 3, с. 41-53. Авт.: Константинов Р.М., Томсон И.Н., Чеглоков С.В., Хомич С.В.
156. Особенности петрологии и геохимии мигматитов бассейна реки Яруин. - В кн.: *Регион. геохим. Дальн. Вост. Владивосток*, 1976, с. 117-135. Авт.: Недашковский П.Г., Назаров М.Н., Лаговская Е.А. и др.
157. Павлов А.Л. Эволюция физико-химических параметров гидротермальной системы при рудообразовании. - В кн.: *Кинетика и динамика геохим. проц.* М., 1971, с. 124-134.
158. Пампура В.Д., Труфанова Л.Г., Мордвинова В.И. Метасоматическая зональность и распределение редких элементов в зонах аргиллизации Балецкого рудного поля. - *Ежегодник по работам 1969 г. Ин-та геохимии СО АН СССР*. Иркутск, 1970, с. 193-197.
159. Панкратьев П.В., Михайлова Ю.В. Колчеданно-полиме-

- галлическое оруденение Южного Узбекистана. Ташкент: Изд-во ФАН УзбССР, 1971, с. 35-40.
160. Парк Ч.Ф., Мак-Дормид. Рудные месторождения. М.: Мир, 1966. 534 с.
161. Петров В.П. К характеристике поведения рудогенных элементов терригенных пород при региональном метаморфизме. - В кн.: Терриг. породы раннего докембрия. Апатиты, 1977, с. 147-148.
162. Петров Б.В., Макрыгина В.А. Прогрессивный зональный метаморфизм в Патомском нагорье. - В кн.: Региональность метаморф. и метаморфог. рудообразов. Л.: Наука, 1970, с. 106-116.
163. Петров Б.В., Макрыгина В.А. Геохимия процесса регионального метаморфизма в условиях высоких давлений. - 1-й Междунар. геохим. конгресс, 1971, т. 3, кн. 1. М., 1972, с. 291-299.
164. Пламеневская Н.Л. О биотите и фациях контактового метаморфизма. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1974, № 2, с. 17-28.
165. Пламеневская Н.Л., Царева Г.М. О петрохимии контактово-метаморфических образований. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1970, № 11, с. 63-74.
166. Покалов В.Т. О химизме гидротермальных изменений в гранитах Восточно-Коунрадского месторождения. - Минер. сырье, вып. 5. М.: Госгеолтехиздат, 1962, с. 47-55.
167. Полквой О.С. Геология Дзельтауского гранитного массива. - Труды ИГЕМ, 1957, вып. 5, с. 5-46.
168. Попова В.А. Метаморфическая зональность музкольского комплекса (Центральный Памир). - В кн.: Вопросы магмат. и метаморф., т. 5. Л.: Изд-во ЛГУ, 1975, с. 51-59.
169. Поспелов Г.Л. О природе границ метасоматических тел и роли гидротермального промачивания при их образовании. - В кн.: Фих.-хим. пробл. формирования горных пород и руд. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 129-151.
170. Поспелов Г.Л. Методологические вопросы и задачи геолого-физико-химического моделирования рудообразующих и магматических процессов. - В кн.: Физ. и физ.-химия рудообраз. проц. Новосибирск: Наука, 1971, с. 3-16.
171. Поспелов Г.Л. Парадоксы, геолого-физическая сущность и механизмы метасоматоза. Новосибирск: Наука, 1973, 355 с.
172. Поспелов Г.Л., Каушанская П.И. Стадии развития и типы бестрещинного жилобразования. - Геол. и геоф., 1962, № 1, с. 41-47.
173. Потапьев В.В. Поведение золота в процессе контактового метаморфизма и некоторые вопросы генезиса золотого оруденения, связанного с гранитоидами. - В кн.: Минералог. и геохим. золота, ч. II (тезисы докл. к симп.). Владивосток, 1974, с. 60-61.
174. Потапьев В.В., Маликова И.Н. Баланс вещества в процессе формирования Коркаралинского плутона. - Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1974, вып. 76. 250 с.
175. Предовский А.А. Некоторые специфические задачи исследования гидротермально измененных пород рудоносных площадей. - В кн.: Пробл. метасоматизма. Л., 1969, с. 26-30.
176. Пузанов Л.С., Коплус А.Б., Корытов Ф.Я. Об обратной температурной зональности на месторождениях флюорита. - В кн.: Рудообраз. среда по включ. в минер. М.: Наука, 1972, с. 150-155.

177. Пучков Е.В. К механизму метасоматического замещения. - В кн.: Критерии рудонос. метасоматитов, ч. 1. Алма-Ата, 1972, с. 79-89.
178. Радкевич Е.А. К вопросу о классификации оловорудных месторождений. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1956, № 6, с. 58-69.
179. Радкевич Е.А. О типах вертикальной и горизонтальной зональности. - Сов. геол., 1959, № 9, с. 70-85.
180. Радкевич Е.А. Влияние разломов на оруденение. - В кн.: Вопросы металлогении и зональность месторожд. Тихоокеанск. рудн. пояса. Владивосток, 1974, с. 31-36.
181. Радкевич Е.А., Томсон И.Н. Наложение слюдисто-флюоритово-топазовой минерализации на сульфидную минерализацию на Шербаковском рудном поле. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1959, № 10, с. 107-114.
182. Размахнин Ю.Н., Размахнина Э.М. О роговиковых полях Сихотэ-Алиня и их структурно-металлогенит. значении. - В кн.: Минер. фации гранитоидов и их рудоносность. М.: Наука, 1966, с. 242-252.
183. Райтбуд Ц.М., Слонимская М.В. Характер гидратации обменных катионов в глинистых породах. - Докл. АН СССР, 1965, 1, с. 151-159.
184. Рамдор П. О метаморфизме и вторичной мобилизации. - В кн.: Рудные регенериров. месторожд. М.: Ил, 1957, с. 199-211.
185. Ревердатто В.В. Магматизм как причина метаморфизма в складчатых областях. - Геол. и геоф., 1976, № 3, с. 23-32.
186. Рогинский С.З. Адсорбция и катализ на неоднородных поверхностях. М.: Изд-во АН СССР, 1948, 643 с.
187. Розанов Ю.А. Роль физико-механических свойств горных пород в формировании структур и локализации оруденения. - В кн.: Физ.-мех. свойства горных пород в верхних частях земной коры. М.: Наука, 1968, с. 220-226.
188. Розанов Ю.А., Тимченко И.П. Изменение упругих свойств горных пород под влиянием постмагматических процессов. - Геол. рудн. месторожд., 1965, № 6, с. 91-94.
189. Рундквист Д.В. К вопросу о "локальной пульсации" при формировании месторождений. - В В кн.: Проблемы постмагматич. рудообразования. Прага: Изд-во Чехослов. АН, 1965, с. 244-248.
190. Рундквист Д.В. Формирование рудных жил при метасоматозе. Материалы ко 2-й конф. по околорудн. метасом. Л., 1966, с. 18-20.
191. Рундквист Д.В., Неженский И.А. Зональность эндогенных рудных месторождений. Л.: Недра, 1975, 224 с.
192. Самойлов О.Я. Структура водных растворов электролитов и гидратация ионов. М.: Изд-во АН СССР, 1957, 182 с.
193. Сапрыкин Е.П. Некоторые вопросы генезиса гидротермального оруденения на примере касситерито-сульфидных месторождений Кавалеровского рудного района. - Сов. геол., 1966, № 11, с. 128-138.
194. Сапрыкин Е.П. Поведение рудогенных элементов при метаморфизме. - Геол. ж., 1975, 35, вып. 1, с. 18-26.
195. Сапрыкин Е.П. Взаимосвязь плутонических пород с региональными метасоматитами и ее петрологическое значение. - В кн.: Геохимия вулканич. зон Дальн. Вост. Владивосток, 1978, с. 32-40.
196. Сапрыкин Е.П., Василенко Г.П., Мездрич Б.М. Миг-

- рация элементов в искусственном термоградиентном поле. - *Геохимия*, № 10, 1976, с. 1570-1576.
197. Сапрыкин Е.П., Федчин Ф.Г. О двух типах вертикальной метасоматической зональности. - В кн.: *Вопросы геол. рудн. месторожд. Дальн. Восто. Владивосток*, 1971, с. 185-188.
198. Саттон Дж. Современные представления о факторах, контролирующих метаморфизм. - В кн.: *Природа метаморф.* М.: Мир, 1967, с. 24-48.
199. Селичев М.К. Некоторые принципы прогнозирования золоторудных месторождений в Южно-Верхоянском синклиниории. - В кн.: *Основы научн. прогноза месторожд. полезн. ископ.* Л., 1971, с. 365-366.
200. Сердюченко Д.П. Новый тип редкометалльного рудообразования в метасадочных породах. - *Сов. геол.*, 1972, № 2, с. 121-126.
201. Скиннер Б.Дж. Тепловое расширение горных пород. - *Справочник физич. констант горных пород.* М.: Мир, 1969, с. 79-98.
202. Смирнов В.И. Металлогения геосинклиналей. - В кн.: *Закономерности размещ. полезн. ископ.* М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 17-81.
203. Смирнов В.И. Об источниках вещества эндогенных месторождений полезных ископаемых. - *Изв. АН СССР, сер. геол.*, 1969, № 3, с. 3-17.
204. Смирнов В.И. Геолого-исторические проблемы источников минерального вещества эндогенных рудных месторождений. - *Геол. рудн. месторожд.*, 1975, с. 10-16.
205. Смирнов С.С. О современном состоянии теории образования магматогенных рудных месторождений. - *Зап. ВМО*, 1947, 2-я серия, 76, вып. 1, с. 23-36.
206. Смирнов С.С. Зона окисления сульфидных месторождений. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1955, 331 с.
207. Соболев В.С., Фишкин М.Ю. Метасоматическая зональность и процесс образования алуни-та. - *Минералог. сб. Львов. геологич. об-ва*, № 7, 1953, с. 17-23.
208. Солодов Н.А. Причины возникновения вертикальной зональности пегматитовых тел и пегматитовых пучков. - В кн.: *Проблемы образов. рудн. столбов.* Новосибирск: Наука, 1972, с. 334-339.
209. Ставрогин А.Н. О влиянии деформаций на проницаемость пород. - В кн.: *Физ.-мех. свойства горных пород в верхних частях земной коры*, М.: Наука, 1968, с. 156-161.
210. Степанов Г.Н. Тонкопелосчатые визувиан-магнетитово-флюоритовые породы в скарнах одного из районов Приморья. - В кн.: *Геохимия и минерал. магматог. образов.* Владивосток, 1966, с. 73-76.
211. Страхов Н.М. Общая схема осадкообразования в современных морях и озерах малой минерализации. - В кн.: *Образование осадков в соврем. водоемах.* М.: Изд-во АН СССР, 1954, с. 78-87.
212. Стрикленд-Констэбл Р.Ф. Кинетика и механизм кристаллиз. Л.: Недра, 1971. 260 с.
213. Судовиков Н.Г. К вопросу о возможной связи гидротермального оруденения с гранитизацией. - В кн.: *Магматизм и связь с ним полезн. ископ.* М.: Изд-во АН СССР, 1955, с. 154-175.
214. Судовиков Н.Г. Вопросы связи оруденения с гранитами. - В кн.: *Магматизм и связь с ним полезн. ископ.* М.: Госгеолтехиздат, 1960, с. 165-207.

215. Судовиков Н.Г. Метаморфогенное рудообразование. - Сов. геол., 1965, № 1, с.105-119.
216. Сунцов М.А. О фильтрации воды в структурных глинистых породах. - В кн.: Гидрохимич. материалы. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 62-66.
217. Сухов В.И. Гидротермально измененные породы Нижне-Амурской вулканической зоны. - В кн.: Критерии рудоносности метасоматитов, ч. 1. Алма-Ата, 1972, с. 62-72.
218. Сырмагников Ф.В. Некоторые теоретические вопросы возникновения и развития гидротермальных процессов. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1955, № 3, с. 92-105.
219. Татаринов П.М. Условия образования месторождений полезных ископаемых. М.: Госгеолтехиздат, 1955. 280 с.
220. Тернор Ф. Сравнительная характеристика главных рудных месторождений Центральной Боливии. - В кн.: Проблемы эндо. рудных месторожд., вып. 2. М.: Мир, 1964, с. 197-333.
221. Титов В.К. Уран и торий в метаморфических породах. - В кн.: Радиоактивные элементы в горных породах, ч. 1. Новосибирск, 1972, с. 166-167.
222. Тихомирова Н.И. Редкие и рассеянные элементы в процессе гранитизации (на примере Сырастан-Турголекского массива, Южный Урал). - Геохимия, 1971, № 2, с. 144-154.
223. Толок А.А. Оловорудные месторождения Октябрьской группы в Приморье. М.: Наука, 1964. 311 с.
224. Трунилина В.А. Проявления гранитизации в контактах Куларского гранитного батолита. - Геол. и геоф., 1972, № 7, с. 50-59.
225. Тугаринов А.И. О причинах формирования рудных провинций. - В кн.: Химия земной коры, т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 153-177.
226. Тугаринов А.И. Источники рудного вещества по изотопным данным. - Геол. рудн. месторожд., 1975, № 4, с. 30-43.
227. Ультратематоморфизм и образование гранитов в основных кристаллических сланцах Алдана. - В кн.: Проблемы петролог. и геохим. гранитоидов. Свердловск, 1971, с. 148-150. Авт.: Петрова З.И., Пожарицкая Л.К., Андронов В.В. и др.
228. Условия локализации висмутового оруденения на одном касситерито-сульфидном месторождении Сихотэ-Алиня. - Геол. рудн. месторожд., 1973, № 6, с. 59-68. Авт.: Василенко Г.П., Колесников Н.В., Осипова Г.А., Сапрыкин Е.П.
229. Ушакова Е.Н. Биотиты метаморфизованных пород. М.: Наука, 1971, 345 с.
230. Фации метаморфизма. М.: Недра, 1970, 432 с. Авт.: Добрецов Н.Л., Ревердатто В.В., Соболев В.С. и др.
231. Федчин Ф.Г. Особенности структуры, магматизма и оловоносности Хингано-Олонойского прогиба. М.: Наука, 1964. 150 с.
232. Финашин В.К. О гидротермальных изменениях вмещающих пород оловорудных месторождений Кавалеровского района. - В кн.: Вопросы металлог. и зональность месторожд. Тихоокеан. рудн. пояса. Владивосток, 1974, с. 164-174.
233. Фишер Н.Х. Обзор генетических признаков в рудных телах Маунт-Айза. - МКК, сессия 21, вып. III, 1964, М.: Мир, с. 335-355.
234. Флеров Б.Л. Прерывистость процессов рудообразования (на примере оловорудных месторождений Северо-Востока СССР). - В кн.: Рудообразов. и его

- связь с магматизмом. М.: Наука, 1972, с. 186-199.
235. Харкер А. Метаморфизм. М.: ОНТИ НКТП СССР, 1937. 367 с.
236. Хелгесон Г.К. Комплексообразование в гидротермальных растворах. М.: Мир, 1967, 184 с.
237. Хеллинг Д. Химия поровых растворов искусственно уплотненных глин. 1-й Междунар. геохим. конгр., 1971, т. IV, кн. 2. М., 1973, с. 71-77.
238. Хельвас И.Г., Грушкин Г.Г. О зональности отложения минералов на оловорудном месторождении Хинган. - Зап. ВМО, 1974, 2-я серия, 103, вып. 6: с. 670-681.
239. Хильтова В.Я., Шулешко И.К., Савельев А.А. Поведение петрогенных окислов и малых элементов при прогрессивном региональном метаморфизме осадочных пород. - 1-й Междунар. геохим. конгр., 1971, т. III, кн. 1. М., 1972, с. 249-262.
240. Хорева Б.Я. Генетическая типизация процессов регионального метаморфизма как основа фациального, формационного и металлогенического анализа метаморфических пород. - В кн.: Обзор карты и общие пробл. метаморф., т. 2. Новосибирск, 1972, с. 110-119.
241. Чекваидзе В.Б., Исакович И.З., Кудрявцева Н.Г. Вопросы генезиса полиметаллических месторождений Рудного Алтая в свете новых данных по изучению околорудных пород и руд. - Геол. и разв., 1978, № 5, с. 77-81.
242. Чухров Ф.В. Минералогия и зональность Восточного Коунрада. - Труды ИГЕМ АН СССР. М., 1960. 237 с.
243. Чухров Ф.В. К состоянию вопроса о роли коллоидов в рудообразованиях. - Сов. геол., 1965, № 2, с. 3-15.
244. Чухров Ф.В. О немагматической природе вещества некоторых руд. - В кн.: Источн. рудного вещества эндог. месторожд. М., 1974, с. 20-22.
245. Шахов Ф.Н. Геология жильных месторождений. М.: Наука, 1964. 186 с.
246. Шипулин Ф.К. К теории контактового метаморфизма. - Геол. рудн. месторожд., 1960, № 3, с. 5-27.
247. Шлыгин А.И. О возможности возникновения "замкнутых систем" при формировании гидротермальных месторождений и ореолов околорудных изменений. - В кн.: Метасоматич. изменения боковых пород и их роль в рудообразов. М.: Недра, 1966, с. 37-47.
248. Шнейдерхен Г. Рудные месторождения. М.: ИЛ, 1958. 501 с.
249. Шеглов А.Д. О некоторых особенностях формирования ртутно-сурьмяно-вольфрамовых месторождений Забайкалья. - Зап. ВМО, 1959, 2-я серия, 88, вып. 1, с. 48-59.
250. Шеглов А.Д. Источники рудного вещества в областях тектоно-магматической активизации. - В кн.: Источник рудного вещества эндог. месторожд. (Тезисы докладов). М., 1974, с. 13-15.
251. Щербина В.В. Форма переноса химических элементов в процессе минералообразования. - В кн.: Вопросы геохим. и минерал. М.: Изд-во АН СССР, 1956, с. 72-82.
252. Эммонс В.Х. О механизме образования некоторых систем металлоносных рудных жил, связанных с гранитными батолитами. - В кн.: Геол. рудн. месторожд. западных штатов США. ОНТИ НКТП СССР, 1937, с. 3-17.
253. Юдин И.М. Некоторые данные о температурных условиях и исследовании образования эндо-

- генных руд Коунрадского месторождения. — В кн.: Минералогич. термометр. и барометр., т. 2. М.: Наука, 1968, с. 174–182.
254. Allen G.C., Ragland P.C. Chemical and mineralogical variations during prograde metamorphism, Great Smoky Mountains, North Carolina and Tennessee. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1972, **83**, N 5, p. 1285–1297.
255. Barrer R.M. Diffusion in and Through Solids, — London: Cambridge Univ. Press., 1951, N 6, p. 7–12.
256. Campbell D.F. The Orure tin-silver district, Bolivia. — *Econ. Geol.*, 1942, N 37, p. 87–115.
257. Chace F.M. Tin-silver veins of Orure, Bolivia. — *Econ. Geol.*, 1948, N 43, p. 435–470.
258. Floyd P.D. Distribution of Cu in the basic hornfelses of the Land's End aureole, Cornwall, and other chemically similar rocks. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1968, **32**, N 8, p. 879–896.
259. Garnett R.H.T. Local mineral zoning in Geevor tin mine, Cornwall. — В кн.: Пробл. постмагматич. рудообразов., т. I. Прага: Изд-во Чехослов. АН, 1963, с. 91–96.
260. Gray A. The future of mineral exploration. — *Inst. Mining and Metallurgy*, 1958, 68, pt 2, p. 23–34.
261. Hawley J.E. Heat effect on sulphides and applications. — *Univ. Toronto Stud. Geol. Ser.*, 1941, N 46, p. 33–38.
262. Hirst D.M. Consideration of a sedimentary source for the heavy metal content of ore-forming fluids. — *Trans. Inst. Mining and Metallurgy*, 1971, B 80, Febr., p. 1–13.
263. Houten F.B.V. Contact metamorphic mineral assemblages, late Triassic Newark Group, New Jersey. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1971, **30**, N 1, p. 1–14.
264. Ildefonse J.P., Gabis V. Experimental study of silica diffusion during metasomatic reactions in the presence of water at 550°C and 1000 bars. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1976, **40**, N 3, p. 297–303.
265. Jolly W.T. Behavior of Cu, Zn and Ni During Prenite-Pumpellyite Rank Metamorphism at the Keweenaw Basalts Northern Michigan. — *Econ. Geol.*, 1974, **69**, N 7, p. 1118–1125.
266. Kays M.A. Mesozoic metamorphism, May Creek Scist belt, Klamath Mountains, Oregon. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1970, **81**, N 9, p. 2743–2758.
267. Kharaka Y.K., Berry F.A.F. Simultaneous flow of water and solutes through geological membranes. I. Experimental investigation. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1973, **37**, N 12, p. 2577–2603.
268. Koark H.J. Gesichtspunkte zu Hypothesen über metamorphogene Bildung von Sulfidgrosslagerstätten in den Svekofenniden Schwedens. — *Geol. Rdsch.*, 1974, **63**, N 1, S. 165–180.
269. Locke A. Granite and ore. — *Econ. Geol.*, 1941, **36**, N 4, p. 21–30.
270. Mac-Dougall J.F. Experiments Bearing on the Genesis of Sulphide Deposits: Ph. D. Thesis McGill, Univ., 1957, p. 4–9.
271. Marci V. Metasomatski procesi u kontaktniz zonama granita i amfibolita na području Donje Rasaske (Psunj). — *Geol. vjens.* 1970 (1971), **24**, p. 123–131.
272. Marmo V. On the origin of ores. — *Neues Jahrb. Mineral. Abh.*, 1960, **94**, Hlf. 1, S. 77–89.
273. Marowsky G., Wedepohl K.H. General trends in the behavior of Cd, Hg, Tl and Bi in some major rock forming processes. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1971, **35**, N 12, p. 1255–1267.
274. Miller C.K., Graves M.C., Zentilli M. Scheelitemineralization of southeastern Nova Scotia. — *Pap. Geol. Surv. Canada*, 1976, p. A, p. 331–332.
275. Perry E.A., Jr., Gieskes J.M., Lawrence J.H. Mg, Ca and O<sup>18</sup>/O<sup>16</sup> exchange in the sediment-pore water system, Hole 149, DSDP. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1976, **40**, N 4, p. 413–423.



276. Read H.H. Granitization and mineral deposits. — Geol. en mijnbouw. Ser. 16, Jaarg., 1954, N 4, p. 95–99.
277. Shaw D.M. Trace elements in pelitic rocks. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1954, 65, p. 1, p. 1151–1182.
278. Sosman R.B. Centripetal genesis of magmatic ore deposits. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1960, 61, p. 1505–1506.
279. Smithson S.B., Fikkan P.R., Houston R.S. Amphibolitization of calcsilicate metasedimentary rocks. — Contribs Mineral and Petrol., 1971, 31, N 3, p. 228–237.
280. Suk M. Contribution to problem of material import during the metamorphism of pelitic schists. — Kristalinikum, 1971, 7, p. 135–148.
281. Sullivan C.J. Ore and granitisation. — Econ. Geol., 1948, 43, p. 5–24.
282. Thirumalai K., Demou S.G. Effect of reduced pressure on thermal expansion behavior of rocks and its significance to thermal fragmentation. — J. Appl. Phys., 1970, 41, N 13, p. 5147–5151.
283. Vallance T.G. Southern and central highlands fold belt. Plutonic and metamorphic rocks. — J. Geol. Soc. Austral., 1969, 16, N 1, p. 180–200.
284. Vidale R.J. Vien assemblages and metamorphism in Dutchess Country, New York. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1974, 85, N 2, p. 303–306.
285. Wodzicki A. Migration of trace element during contact metamorphism in the Santa Rosa Range, Nevada, and its bearing on the origin of ore deposits associated with granitic intrusions. — Miner. deposita, 1971, 6, N 1, p. 49–64.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение . . . . .	3
Глава I. Краткий обзор современного состояния проблемы гидротермального рудообразования . . . . .	5
Глава II. Основные черты геологического строения и металлогении районов исследования . . . . .	32
Глава III. Зональный плутоно-метаморфизм Южного Сихотэ-Алиня и его петролого-геохимические особенности . . . . .	37
Минерально-структурные преобразования пород . . . . .	39
Петрохимическая характеристика метаморфизованных пород . . . . .	48
Глава IV. Миграция рудных элементов при метаморфизме как один из факторов гидротермального рудообразования . . . . .	57
Состояние вопроса . . . . .	-
Геохимическая характеристика метаморфизованных пород . . . . .	58
Глава V. Типы связей гидротермального оруденения с метаморфизмом . . . . .	66
Гидротермалиты 1-й группы . . . . .	-
Гидротермалиты 2-й группы . . . . .	90
Критерии метаморфогенных месторождений . . . . .	108
Глава VI. Некоторые региональные аспекты метаморфогенно-гидротермального рудообразования . . . . .	111
Глава VII. К вопросу о механизме миграции и осаждения вещества при метасоматозе и рудообразовании . . . . .	115
Роль фазовых переходов воды в мобилизации, переносе и осаждении компонентов и другие возможные механизмы миграции . . . . .	-
Сходство и различия условий образования метасоматических тел и жил выполнения . . . . .	131
Глава VIII. Метаморфогенная концепция - теоретическая основа поисков скрытого оловянного оруденения . . . . .	142
Разделение площадей по степени перспективности выявления промышленного оловянного оруденения . . . . .	144
Выделение локальных площадей, перспективных для выявления крупных оловорудных месторождений . . . . .	146
Прогнозная оценка отдельных рудных объектов . . . . .	149
Заключение . . . . .	153
Литература . . . . .	155

Емельян Прокофьевич Сапрыкин  
**МЕТАМОРФОГЕННО-ГИДРОТЕРМАЛЬНОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ**

*Утверждено к печати Геологическим институтом ДВНЦ АН СССР*

Редактор издательства *А.И. Жилина*  
Художник *Л.А. Грибов*  
Художественный редактор *С.А. Литвак*  
Технический редактор *Н.М. Петракова*

ИД № 17225

Подписано к печати 30.06.80. Т — 08578  
Формат 60x90 1/16. Бумага офсетная № 1. Печать офсетная  
Усл.печ.л. 10,8. Уч.-изд.л. 12,2. Тираж 1000 экз.  
Тип. зак. 1424. Цена 1р. 80к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90  
Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука",  
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

1 р. 80 к.

3275