ЭНДОГЕННОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ОТДЕЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И ГЕОХИМИИ

Научный совет по рудообразованию



ЭНДОГЕННОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ

Ответственный редактор
академик
В. А. КУЗНЕЦОВ

4423

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Москва 1985

Институт геологических наук АН Арм.ССР

УДК 553.2

Рассмотрены важнейшие стороны эндогенного рудообразования, охватывающие анализ условий формирования рудных месторождений по главнейшим периодам развития Земли и ее отдельных крупных структурно-формационных зон, преимущественно в пределах Европейского и Азиатского материков; освещены проблемы источников рудообразующих веществ, геологические и физико-химические условия их локализации, история образования и преобразования важнейших групп рудных месторождений. Книга составлена ведущими геологами Советского Союза и рядом зарубежных ученых; она подготовлена к печати в связи с 75-летием председателя Научного совета по рудообразованию — академика В. И. Смирнова.

Рецензенты
В. А. БАСКИНА, А. А. ПЭК

ЭНДОГЕННОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ

Утверждено к печати Научным советом по рудообразованию ОГГГ АН СССР

Редактор **Е. М. Камшилина.** Редактор издательства **Т. А. Николаева.**
Художник **Н. Н. Якубовская.** Художественный редактор **И. Ю. Нестерова.**
Технический редактор **В. В. Тарасова.** Корректоры **Н. И Казарина, И. А. Талалай**

ИБ № 29214

Сдано в набор 21.08.84. Подписано к печати 07.12.84. Т-22617. Формат 70×108¹/₁₆
Бумага книжно-журнальная. Гарнитура обыкновенная. Печать высокая. Усл. печ. л. 28,7.
Уч.-изд. л. 32,2. Усл. кр. отт. 28,9. Тираж 1100 экз. Тип. зак. 629. Цена 5 р. 30 к.

Издательство «Наука» 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., 90
2-я типография издательства «Наука». 121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 6

Э $\frac{1904020000\text{-}021}{042(02)\text{-}85}$ 170-85-I

© Издательство «Наука», 1985 г.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Научный совет по рудообразованию Академии наук СССР в течение 30 лет является активным центром сосредоточения информации и анализа новейших данных по наиболее сложным проблемам эндогенного и экзогенного рудообразования. Совет не разрабатывал теорию формирования руд, но создавал условия, стимулировавшие ее совершенствование. В поле деятельности Совета, его проблемных и территориальных секций, включалось рассмотрение всех важнейших научных достижений, определяющих прогресс наших знаний о локальных и региональных условиях возникновения рудных месторождений и закономерностях их размещения, связанных с многообразными формациями горных пород и геотектоническими структурами. Это было необходимо, потому что оно соответствовало духу времени, отличающемуся хотя и неравномерными, но резкими позитивными сдвигами в трактовке генезиса рудных месторождений и их провинций.

Совет внимательно следил за бурным увлечением тектоникой плит, но очень настороженно относился к возможностям объяснения при помощи этой модной концепции возникновения всего разнообразия месторождений полезных ископаемых. Отдавалось предпочтение анализу их формирования при различных глобальных режимах, таких как геосинклинальный, платформенный (активизация, рифтогенез), океанический и пограничный между континентами и океанами. Особое внимание привлекало исследование условий грандиозного скопления железо-марганцевых, содержащих цветные металлы конкреций дна Мирового океана.

С учетом большого количества мировых данных радиометрической геохронологии по-новому рассмотрена эволюция рудообразования в геологической истории с расчленением ее на периоды, этапы и стадии. При этом показано, что многие рудные месторождения являются полихронными и полигенными.

В области петрологии можно фиксировать определенные успехи в маркировке плутонических и вулканических пород по их металлической продуктивности. То же самое можно отметить для слоистых серий пород с выделением среди них формаций, концентрирующих определенные группы полезных ископаемых. Формационный анализ самих месторождений по их минеральному парагенезису и геологическим условиям нахождения позволил более строго подходить к генетической группировке рудных образований.

Бурно развивалась геохимия рудообразования, особенно в связи с интенсивным изучением вариаций стабильных и радиоактивных изотопов рудообразующих элементов, проливающих свет на многие стороны генезиса рудных месторождений, такие как время их формирования, термобарометрическая обстановка, источники рудообразующего вещества, формы их миграции и фиксации. Успехам в области минералогии рудных месторождений способствовало внедрение микроанализаторной и электронно-микроскопической методик, выявляющих фазовый состав рудообразующих минералов.

Исследованиям в области структур рудных месторождений способствовало внедрение в анализ их геологического строения количественных физико-механических данных, определяющих деформационные свойства рудоносных горных пород. Широкий размах получила металлогения.

Заметно расширились представления о природе всех генетических групп и классов минеральных месторождений. Для магматической группы на первый план выдвинулись идеи о радикальном влиянии процессов ликвации. Представления о генезисе пегматитовых месторождений расширились в связи с определением роли регионального метаморфизма в

их образовании. Группа альбититовых месторождений, или, говоря вообще, группа месторождений полевошпатовых метасоматитов, приобрела более широкие очертания при включении в нее рудоносных линейных полевошпатовых метасоматитов. Была показана сложная природа рудоносных карбонатитов, определяемая комбинированием их магматического и метасоматического генезиса. В анализе условий формирования колчеданных месторождений восторжествовала концепция их вулканогенно-полигенного происхождения. Существенно углубились представления о гидротермальных рудных месторождениях, для которых вместо одной универсальной магматогенной схемы приходится рассматривать по крайней мере пять схем — с магматическим, метаморфическим, палеогидрогеологическим, метеорным и морским источниками рудообразующих растворов.

Совершенствовались представления о метаморфогенном и экзогенном рудообразовании.

Настоящая книга, подготовленная Научным советом по рудообразованию, призвана отразить прогресс наших знаний в области теории формирования минеральных месторождений. Ее выход в свет приурочен к 75-летию академика В. И. Смирнова, четверть века руководящего Советом.

Академик
В. А. КУЗНЕЦОВ

УДК 553.062

В. А. КУЗНЕЦОВ

ЭНДОГЕННЫЕ РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ МЕТАЛЛОГЕНИИ

Эндогенная металлогения, т. е. учение об условиях образования и закономерностях размещения эндогенных рудных полезных ископаемых, опирается на анализ тектоники и магматической геологии, а также на формационный метод исследования. Понятие о геологических формациях широко используется в различных отраслях геологии. Выделяются геологические, магматические, метаморфические, метасоматические и рудные формации. Как известно, геологическими (т. е. осадочными и вулканогенно-осадочными) формациями называются естественные ассоциации горных пород, тесно связанных парагенетическими отношениями. Закономерные сочетания геологических формаций объединяются в ассоциации более крупного ранга — ряды формаций. Установлено, что крупные элементы осадочной оболочки Земли характеризуются свойственными им рядами или наборами геологических формаций.

Выделяются три наиболее крупных ряда геологических формаций — геосинклинальный, орогенный и платформенный (по Н. С. Шатскому, Н. П. Хераскову). Понятие об этих рядах используется при тектоническом анализе.

В магматической геологии широко применяется понятие о магматических формациях, т. е. сообществах магматических пород, связанных парагенетически, со свойственными им определенными наборами магматических пород и закономерной приуроченностью к тем или иным геологическим структурам. Разработана классификация магматических формаций с выделением трех крупных групп, а в них — рядов формаций: а) геосинклинальная группа, в которую входят ряды эффузивных (спилито-кератофировых) и интрузивных (габбро-плагиогранитных) формаций и формация гипербазитов; б) орогенная группа с рядами эффузивных (базальт-липаритовых), интрузивных (габбро-гранодиоритовых) и батолитовых (гранитоидных) формаций; в) группа формаций устойчивых областей с рядами эффузивно-интрузивных формаций и центральных интрузий и трубок взрыва. Кроме того, выделяются типы формаций древних щитов и платформ [9].

В рудной геологии издавна применялось понятие о рудных формациях (К. И. Богданович, В. А. Обручев, М. А. Усов). Основы современных представлений об эндогенных рудных формациях были заложены С. С. Смирновым, предложившим классификацию оловянных месторождений, в которой он выделил три формационных типа оловянных месторождений — пегматитовый, кварц-касситеритовый и сульфидно-касситеритовый. Хотя при этом не было дано четкого определения понятия о рудной формации, однако из классификации следует, что под рудной формацией понималась группа эндогенных рудных образований, характеризующаяся сходными парагенетическими ассоциациями минералов, возникшими в близкой геологической обстановке, а также сходным экономическим значением. Было подчеркнуто, что рудные месторождения, выделенные в сульфидно-касситеритовую формацию, имеют наибольшее промышленное значение [20]. Классификация оловорудных месторождений на формационной основе получала, таким образом, геолого-экономическое содержание, и появилась возможность ее использования для решения прикладных задач.

Для развития учения о рудных формациях важное значение имели труды А. Г. Бетехтина, Ю. А. Билибина, И. Г. Магакьяна, В. И. Смирнова, Д. И. Горжевского. В. Н. Козеренко, Д. В. Рундквиста, Р. М. Константинова и др. При этом был разработан на формационной основе ряд

классификаций рудных месторождений железа (Г. А. Соколов), золота (Н. В. Петровская, И. С. Рожков, Н. А. Шило), молибдена (Н. А. Хрущов, В. Т. Покалов), вольфрама (Е. П. Малиновский, А. Д. Щеглов), свинца и цинка (В. И. Смирнов, Д. И. Горжевский), ртути (В. А. Кузнецов), редких элементов (А. И. Гинзбург) и др. Они широко используются в специальной (отраслевой) металлогении, дополняя генетические классификации. При выделении генетических групп рудных месторождений [2] предусматривается возможность расчленения этих групп на рудные формации.

Таким образом, рудной формацией следует называть природную парагенетическую ассоциацию или группу рудных месторождений сходного минерального состава, образующихся в близких геологических условиях.

Ведущим признаком выделения формации является наличие природных ассоциаций рудных минералов, околорудных метасоматитов и др., т. е. вещественный состав формации, реальный объект изучения. В этом заключается основной принцип и основной метод формационного анализа. Представления о генетических связях рудной формации с определенными магматическими комплексами, а также с другими рудными формациями, т. е. принадлежность рудной формации к тому или иному генетическому ряду рудных формаций, могут приниматься во внимание, но не являются главным ведущим признаком отнесения изучаемых объектов к тому или иному формационному типу. Разработка этих представлений генетического плана должна быть не методом, а результатом формационных исследований. Объективный метод формационного анализа позволяет относить к определенному типу изучаемые рудные ассоциации даже в случае неопределенности или дискуссионности отдельных вопросов их генезиса. Именно в этом состоит преимущество формационного метода исследования, и он может рассматриваться как специализированный системный подход к анализу геологических образований.

Вместе с тем выделение рудных формаций, т. е. установление принадлежности месторождения к определенному формационному типу, следует считать лишь первым этапом формационных исследований. Следующим этапом и более высоким уровнем познания должно быть выявление парагенетических связей данной формации с другими, близкими по типу, обнаружение в данном регионе генетического ряда рудных формаций и поиски возможного наличия генетической или парагенетической связи этого ряда (рудного комплекса) с магматическим комплексом или магматической формацией. Еще более высоким уровнем познания должно быть создание геолого-генетической модели данной рудной формации или всего рудного комплекса (генетического ряда).

Следует считать методически ошибочным выделение рудной формации, исходя априорно из представлений о генетической связи ее с каким-то магматическим комплексом. Также ошибочны представления о том, что с какой-либо одной магматической формацией может ассоциировать только одна рудная формация, а также о том, что магматические и рудные формации должны быть разновеликими по объему. В данном случае принцип соответствия неприменим. В действительности с одной магматической формацией могут быть связаны две или несколько рудных формаций. Например, с формацией расслоенных базитовых массивов (интрузивных траппов) в ряде случаев ассоциируют две рудные формации — сульфидная медно-никелевая и титаномагнетитовая (Садбери, Канада, Чинейский массив, Норильск, Ангаро-Илимский рудный район и др.). Наряду с этим известны рудные формации, объединяющие полигенные и полихронные месторождения, начало формирования которых связано с вулканогенно-осадочными, а завершение процесса рудообразования — с интрузивными формациями. Примером служат колчеданно-полиметаллические рудные формации Рудного Алтая или некоторые железорудные формации Горной Шории и других районов Алтае-Саянской области. Кроме того, рудные и сопровождающие их метасоматические формации

резко отличаются от магматических по минеральному составу и условиям формирования. Во многих случаях они ассоциируют с магматическими лишь пространственно и связаны с более поздними наложенными процессами. Все это говорит о правомерности выделения рудных (и метасоматических) формаций в самостоятельные системы, объекты системно-формационного анализа.

Особенно важным разделом учения о рудных формациях является разработка понятия о генетических рядах и сериях рудных формаций. Вопрос о рядах рудных формаций имеет особое значение для металлогении, поскольку ряды, или наборы, рудных формаций определяют металлогенический профиль тех или иных геологических структур, структурно-формационных зон.

Этот вопрос в той или иной форме затрагивался многими исследователями. В сущности, идеализированный ряд рудных формаций, сменяющих друг друга по мере снижения температуры рудообразования, был намечен В. Эммонсом. Близкими к понятию о генетических рядах рудных формаций были представления С. С. Смирнова [20] о рудных сериях и Ю. А. Билибина [1] о рудных комплексах. Д. И. Горжевский и В. Н. Козеренко [3] наметили серии, группы и комплексы рудных формаций, характерных для различных тектонических структур. Р. М. Константинов [7] развивал представления о вертикальных и латеральных рядах рудных формаций. Г. А. Твалчрелидзе [21] отметил закономерную связь размещения рудных комплексов с определенными типами структурно-формационных поясов. И. Г. Магакьян [10, 11] выделил несколько рядов рудных формаций, связанных с определенными тектоно-магматическими комплексами, и подчеркнул, что главный практический смысл выделения рядов рудных формаций заключается в установлении таких естественных сообществ рудных формаций, которые надлежит целеустремленно искать в определенной геологической обстановке, добиваясь выявления недостающих (неоткрытых) звеньев того или иного ряда. Вопрос о рядах рудных формаций рассматривался автором [8], причем была разработана их систематика на тектонической основе, в которой выделены: а) ряды рудных формаций ранних, собственно геосинклинальных, стадий развития складчатых областей; б) ряды формаций средних, инверсионных, стадий развития тех же областей; в) ряды орогенных стадий развития тех же областей; г) рудные формации платформенных областей; д) рудные формации областей тектоно-магматической активизации складчатых областей и древних платформ.

Схемы систематики рудных формаций, построенные на тектонической основе, имеют несомненное значение для металлогенического анализа, для выделения наиболее перспективных на руды территорий. Вместе с тем они важны в теоретическом плане, способствуя выявлению закономерностей эволюции процессов рудообразования. Правда, значимость ряда схем в этом отношении ограничивалась тем, что они были разработаны главным образом для геосинклинально-складчатых подвижных систем и преимущественно для собственно геосинклинального периода (палеозой — мезозой) истории Земли.

В последние годы появилась обширная новая информация о геологии, металлогении и рудных месторождениях древнейших, докембрийских, этапов развития Земли. Выяснилось, что именно в докембрийских толщах сосредоточены крупнейшие и уникальные месторождения руд железа, золота, урана, свинца, цинка и других металлов. Установлена важнейшая роль в локализации этих месторождений древних кратонов, а также древних зеленокаменных поясов, участвующих в строении этих кратонов. Показано, что именно с древними зеленокаменными поясами в пределах ряда кратонов, в том числе в Австралии, Африке, Канаде, связаны крупнейшие железорудные, медно-никелевые, золоторудные и другие месторождения. Проблемы металлогении докембрия и вопросы геологии и металлогении докембрийских троговых структур привлекают особое внимание, и они обсуждались на широких совещаниях [4, 12].

В обобщениях обширного материала по данному вопросу, выполненных В. И. Казанским [5,6], обосновано выделение следующих древних докембрийских структур: архейских кратонов и зеленокаменных поясов, протогеосинклинальных поясов и протоплатформенных впадин (эпикратонных прогибов) и показано отличие этих структур от фанерозойских геосинклиналей и платформ. Намечены основные черты эволюции древних структур и связанного с ними эндогенного оруденения.

В. И. Смирнов [19] наметил некоторые общие тенденции эндогенного рудообразования в истории развития земной коры. Он обосновал возможность выделения важнейших крупных металлогенических периодов, в том числе протогеосинклинального, охватывающего время 2800—1800 млн. лет (поздний архей — ранний протерозой), где особенно выделяется карельский этап (2300—1800 млн. лет), с которым связаны все крупнейшие месторождения железистых кварцитов, колчеданно-полиметаллических руд, золота и других полезных ископаемых. В. И. Смирновым [19] обобщен громадный материал по абсолютному возрасту образования многих рудных месторождений, что позволило связать их формирование с определенными металлогеническими этапами и соответствующими этапами и циклами развития земной коры.

С учетом всех этих данных представляется возможным охарактеризовать различные структуры в металлогеническом и рудно-формационном плане, по наборам типичных для них рудных формаций. Предлагаемую схему следует рассматривать как первое приближение.

Рудные формации архейских кратонов. Архейские кратоны (протоконтиненты), сформировавшиеся в древнейший нуклеарный период развития Земли, состоят из гранито-гнейсовых куполов и зеленокаменных поясов [15, 16]. Для гранито-гнейсовых куполов этого периода характерны лишь рудные формации редкометальных пегматитов (Западная Австралия, Бразилия) и слюдяных пегматитов (Анабарский массив, Джугджур).

Архейские зеленокаменные пояса как рудоконтролирующие структуры вызывают особенный интерес. Они обрамляют и иногда пересекают гранито-гнейсовые купола. Геология и генезис их не вполне ясны. Вероятнее всего, это рифтогенные структуры, сложенные метаморфизованными базальтоидами толеит-коматиитового ряда, в меньшей степени осадочными породами, а также интрузиями ультрабазитового и базитового состава, т. е. в основном производными мантийного магматизма, испытавшими затем метаморфизм амфиболитовой фации. Они установлены в пределах кратонов ряда континентов, и с ними связаны древнейшие рудные месторождения, геологический возраст которых 3500—2600 млн. лет [19]. Для этих зеленокаменных поясов, по-видимому, характерны следующие рудные формации: 1) сульфидная никелевая, связанная с коматиитами (Западная Австралия); 2) сульфидная медно-никелевая, связанная с базит-гипербазитовыми интрузиями (Австралия, Южная Африка, Мончетундра на Кольском полуострове); 3) хромитовая магматическая, связанная с анортозитами (Гренландия, Шотландия, Южная Африка, Индия); 4) колчеданная, связанная с базальтоидным вулканизмом (Канада, Австралия, Южная Африка); 5) кварц-золоторудная (Калгурли в Западной Австралии, Колар в Индии, Канада, Бразилия); 6) наиболее древняя формация магнетитовых кварцитов (месторождение Исуа в Гренландии, Аби-Тиби в Канаде).

Большое значение и важность выявления архейских зеленокаменных поясов очевидны. Судя по имеющимся данным, к ним могут быть отнесены некоторые структуры в пределах Кольского полуострова и Алданского щита.

Рудные формации протогеосинклиналей. Протогеосинклинальный период (2800—1800 млн. лет; поздний архей — ранний протерозой) отвечает времени зарождения первых геосинклинальных прогибов, возникающих, по-видимому, вследствие расчленения архейских протоконтинентов системой глубинных разломов. Вероятно, некоторые эвгеосинклинальные прогибы возникли на основе древних рифтовых структур. Для

протогеосинклинальных прогибов также наиболее характерны производные мантийного магматизма в виде базальтоидов, базитов и гипербазитов с ассоциирующими с ними рудными формациями, сменяющиеся вулканогенно-осадочными толщами. Все они испытали метаморфизм, обычно в амфиболитовой фации.

С протогеосинклинальными прогибами, особенно с карельским этапом их развития, связано образование всех выдающихся месторождений железных руд типа железистых кварцитов, в том числе района Великих озер США и Канады, Бразилии, Венесуэлы, района Хамерсли в Австралии, Кривого Рога, КМА и др. В этот же этап возникли известные колчеданные месторождения Австралии (Брокен-Хилл, Маунт-Айза), Швеции (Болиден), Финляндии (Оутокумпа и др.).

В отличие от архейских зеленокаменных поясов протогеосинклинальные структуры имеют признаки развития рифтов и вместе с тем явные признаки геосинклинального режима, испытав, в частности, магматизм корового типа.

С карельскими гранитоидами ассоциируют мусковитовые и редкометальные пегматиты Беломорья, слюдяные пегматиты Мамского пояса, а также предположительно гидротермальные месторождения Кобальт в Канаде, золота в метаморфических черносланцевых толщах Хоумстейк в США и некоторые месторождения в Сибири. К позднеорогенным гранитам типа рапакиви карельского типа приурочены скарновые месторождения олова и вольфрама Карелии [19].

По-видимому, с протогеосинклинальным периодом связано формирование некоторых зеленокаменных троговых структур Алдано-Становой области Сибири [4], выполненных амфиболовыми и другими кристаллическими сланцами, кремнистыми, карбонатными и углеродистыми сланцами, вмещающими тела базитов и гипербазитов. Первоначально это были базальтоидные вулканиты и осадочные породы, испытавшие метаморфизм амфиболитовой фации. Эти структуры размещаются в виде приразломных трогов среди толщ гранито-гнейсов Алданского щита и Становой области. В некоторых сериях зеленокаменных трогов, в том числе в борсалинской серии позднего архея — раннего протерозоя, залегают месторождения магнетитовых кварцитов известного Чаро-Токкинского железорудного района.

Для этих структур наиболее характерна формация магнетитовых кварцитов. Кроме того, в связи с ними отмечаются проявления других рудных формаций: медноколчеданной, медистых песчаников, полиметаллической, асбестовой в телах гипербазитов. Очень интересна отмеченная в некоторых троговых структурах Становой области вольфрамовая минерализация стратиформного типа, малосульфидная кварцево-жильная минерализация гидротермально-метаморфогенного типа [13].

Таким образом, структуры протогеосинклиналей архея и раннего протерозоя отличаются набором рудных формаций, сходным с архейскими зеленокаменными поясами, как важные объекты металлогенического анализа. Зеленокаменные троговые структуры Алдано-Становой области заслуживают детального исследования.

Рудные формации эпикратонных впадин. К этой категории структур относятся сформировавшиеся в позднем архее — раннем протерозое протоплатформенные прогибы, выполненные преимущественно терригенными осадочными формациями, испытавшими слабый метаморфизм. Среди них нередки покровы и силлы континентальных базальтов толеитового ряда. К таким эпиплатформенным впадинам приурочены крупнейшие месторождения металлоносных конгломератов Витватерсранда (Южная Африка), медистые песчаники (Удоканский район Сибири), а также железорудные и другие месторождения [5, 6]. Для структур этого типа типичны следующие рудные формации: 1) металлоносные золото-урановые конгломераты типа Витватерсранда (Южная Африка), т. е. сингенетично-эпигенетические залежи; 2) медистые песчаники — стратиформные залежи типа Удоканского месторождения Сибири; 3) хромитовые и платиновые

руды магматического типа, связанные с Бушвельдским комплексом Южной Африки; 4) сульфидные медно-никелевые руды магматического типа, связанные с расслоенными интрузиями базит-гипербазитового состава (Садбери в Канаде, Чинейский массив в Сибири); 5) титаномагнетитовая, связанная также с расслоенными базит-гипербазитовыми массивами.

Как видно, выделение таких структур должно быть одной из важнейших задач металлогенического анализа.

В связи с протогеосинклинальным периодом развития земной коры возникают области протоактивизации, часто сопряженные с зонами глубинных, длительно развивающихся разломов мантийного типа. Это, например, Печенга-Имандра-Варзусский вулканический пояс Кольского полуострова с интрузивами базитовых и гипербазитовых магм и ассоциирующие с ними сульфидные медно-никелевые месторождения. К этой же категории структур относятся зоны глубинных разломов кристаллического фундамента и связанные с ними зоны рудоносных щелочных метасоматитов, среди которых выделяются бериллиеносные калиевые метасоматиты, калиево-натриевые метасоматиты с танталом и ниобием [6].

К этапу среднепротерозойской тектоно-магматической активизации относится своеобразный Восточно-Сибирский вулкано-плутонический пояс, сопровождающийся флюорит-редкометальным и золото-полиметаллическим оруденением [22].

Рудные формации неогеосинклинального периода. В неогеосинклинальный период развития земной коры (от 1500 до 100—50 млн. лет) включаются гренвильский, байкальский, каледонский, герцинский и киммерийский этапы [19].

Гренвильский и особенно байкальский этапы открывают новую, собственно геосинклинальную эпоху развития земной коры. В связи с гренвильским этапом (1500—1000 млн. лет) отмечается ранний базальтоидный вулканизм и колчеданно-полиметаллические месторождения типа Сулливан в Канаде. Геосинклинальные образования байкальского этапа сосредоточены вдоль окраин Сибирской, Восточно-Европейской, Индийской и ряда других платформ. Они представлены вулканогенно-осадочными толщами, претерпевшими метаморфизм и гранитизацию; среди них выделяются внутренние пояса офиолитов и периферические миогеосинклинальные зоны с гранитоидами [14, 19].

С базальтоидным магматизмом связаны месторождения титаномагнетитовых руд Норвегии и Канады (с возрастом 950—850 млн. лет) и, по-видимому, Кусинского района Урала; с базальт-липаритовыми формациями — колчеданные месторождения Северной Америки и Сибири [19].

Байкальская металлогеническая эпоха отчетливо выражена в Восточной Сибири. Для нее характерен начальный основной базальтоидный и ультраосновной магматизм, наиболее полно проявившийся в эвгеосинклинальных троговых зонах, которые могут рассматриваться как рифтогенные структуры, возникающие вдоль глубинных разломов в связи с процессами деструкции архейской и раннепротерозойской земной коры, а затем продолжающие развитие в геосинклинальном режиме. В них также развиты терригенные, в том числе карбонатные, толщи, производные кислого вулканизма и гранитоидные интрузии. Для байкалид Сибири типичны следующие рудные формации: 1) формация железистых кварцитов, ассоциирующая с вулканическими толщами; 2) сульфидная медно-никелевая, связанная с довыренским габбро-гипербазитовым комплексом; 3) титаномагнетитовая, приуроченная к габбро-пироксенит-перидотитовому комплексу Муйского пояса; 4) колчеданно-полиметаллическая формация Олокитского трогового прогиба с Холодненским и другими месторождениями.

Эти формации свойственны внутренним эвгеосинклинальным зонам. Для миогеосинклинальных прогибов байкалид, по-видимому, характерны следующие формации: 1) стратиформные свинцово-цинковые (с флюори-

том) руды в карбонатных толщах Западно-Прибайкальского пояса; 2) *осадочная гематитовая Ангаро-Питского бассейна Енисейского кряжа*; 3) предположительно гидротермально-осадочная свинцово-цинковая, испытавшая последующий метаморфизм, представленная известным Горевским месторождением.

Каледонская металлогеническая эпоха наиболее полно представлена *в Алтае-Саянской складчатой области юга Сибири. Здесь выделяется* раннекаледонская (салаирская) металлогеническая эпоха, отвечающая ранним доорогенным стадиям развития каледонской геосинклинально-складчатой системы. Более полное развитие именно ранней салаирской стадии развития алтае-саянских каледонид с широким проявлением *базальтоидного и ультраосновного мантийного магматизма определяет* преимущественно фемический металлогенический профиль ранних каледонид этой области. Устанавливается сходство магматизма и эндогенного оруденения ранних каледонид (салаирид) Алтае-Саянской области с каледонско-герцинской системой Урала. В обеих областях магматизм и оруденение *последующего орогенного этапа проявляются в относительно* ограниченном масштабе. Это дает основание относить салаириды Алтае-Саянской области и Урала к одному типу доорогенных геосинклинальных областей, которым свойствен фемический профиль эндогенной металлогении с характерным набором рудных формаций.

Со спилит-диабазовой и кварц-кератофировой вулканическими формациями ранних стадий развития связаны следующие рудные формации: 1) медноколчеданная формация Урала; 2) колчеданно-полиметаллические вулканогенно-осадочные и вулканогенно-гидротермальные формации Тувы и Забайкалья (Кызыл-Таштыгское, Озерное месторождения); 3) *железорудная гематит-магнетитовая вулканогенная формация* (Горная Шория, Горный Алтай, Урал); 4) марганцевая вулканогенно-осадочная формация Кузнецкого Алатау; 5) формация самородной меди в эффузивах (Горная Шория).

С гипербазитами ранних каледонид Алтае-Саянской области и Урала ассоциируют: 6) хромитовая формация (Урал, Салаир); 7) хризотил-асбестовая и тальковая формации (Урал, Западный Саян, Тува).

С интрузивными комплексами главным образом габбро-плагиогранитной группы средних стадий развития тех же структур связаны следующие рудные формации: 1) титаномагнетитовая, в связи с расслоенными массивами габбро (Урал, Западный Саян); 2) медно-никелевая сульфидная, в связи с теми же интрузиями; 3) магнетитовая скарновая (Урал, Горная Шория, Восточный Саян); 4) золото-сульфидная скарновая (Восточный Саян); 5) меднорудная скарновая (Урал); 6) молибден-вольфрамовая скарновая (Кузнецкий Алатау) и др.

Как известно, на структуры доорогенного этапа в ряде случаев отчетливо накладываются производные последующего орогенного этапа развития геосинклинальных подвижных зон. Для каледонид Алтае-Саянской области особенно характерны орогенные девонские гранитоидные интрузии и ассоциирующие с ними рудные формации, в частности медно-молибденовая формация (Сорское, Агсугское месторождения), а также комплексы щелочных гранитов и нефелиновых сиенитов с месторождениями небокситовых алюминиевых руд и редкометальным оруденением.

Наряду с доорогенными областями в ряде геосинклинально-складчатых систем герцинского этапа развития земной коры выделяются области с преобладающим более поздним орогенным магматизмом и рудоносностью [19]. Примером структурно-формационных зон орогенного этапа служат герциниды Тянь-Шаня и Казахстана, которым свойственны следующие рудные формации: 1) железо-марганцевая и полиметаллическая атасуйского типа (Каражал, Жайрем); 2) медно-молибденовая, связанная с вулкано-плутоническими комплексами (Коунрад, Кальмакыр); 3) медистых песчаников (Джезказган); 4) вольфрам-молибденитовая и редкометальные формации грейзенового, альбититового и гидротермального типов.

По-видимому, имеются промежуточные между этими типами геосинклинально-складчатые области. К ним относится структурно-формационная зона Рудного Алтая, расположенная, как известно, в зоне перехода от каледонид Алтае-Саянской области в герцинидам Калбинско-Зайсанской области Казахстана. Она рассматривается как вторичная геосинклиналь, отличающаяся от типичных эвгеосинклиналей преобладанием средних и кислых по составу вулканитов и практически отсутствием производных мантийного магматизма. Это обусловлено тем, что фундамент геосинклинали Рудного Алтая представлен корой континентального типа в виде каледонид Горного Алтая. Для зоны Рудного Алтая типичны колчеданно-полиметаллические месторождения, полигенные по типу, связанные как с девонским вулканизмом, так и с более поздними производными магматизма, со следующим набором рудных формаций: 1) медноколчеданная (Николаевское месторождение); 2) колчеданно-полиметаллическая (Лениногорское, Зыряновское и другие месторождения); 3) барит-полиметаллическая (Змеиногорское месторождение); 4) медно-пирротиновая (Вавилонское, Карчигинское месторождения); 5) железорудная гематитовая формация вулканогенно-осадочного типа (Корогонское месторождение), а также магнетитовая, метаморфизованная (Холзунское месторождение).

С орогенным этапом развития зоны Рудного Алтая ассоциируют гранитоидный магматизм и рудопроявления различных по генетическому типу и составу формаций.

Рудные формации областей тектоно-магматической активизации. К областям тектоно-магматической активизации относятся геосинклинально-складчатые области, испытавшие повторный орогенез (дейтероорогенез) после завершения полного геосинклинального цикла их развития, а также участки древних континентов или платформ, испытавшие разломы, магматизм и оруденение, автономные или сопряженные с развитием смежных геосинклиналей [23,24].

Наиболее отчетливо в глобальном масштабе проявилась мезозойская тектоно-магматическая активизация, по-видимому, связанная с глубинными разломами, рифтогенезом и перестройками земной коры, раздвижением континентов, возможно, в результате увеличения объема Земли. Для магматизма, сопряженного с активизацией, особенно характерен базальтоидный, латитовый, щелочно-ультраосновной состав вулканитов и интрузий с определенным набором рудных формаций: с трапповыми комплексами (Сибирская платформа) — сульфидная медно-никелевая (Норильский рудный район) и магномагнетитовая (Ангаро-Илимский район); с щелочно-ультраосновными интрузиями и кимберлитами — алмазная, апатит-магнетитовая (Маймеча-Котуйский район), редкометальная карбонатитовая (окраины Сибирской платформы); с щелочно-базальтоидными малыми интрузиями — золото-кварц-сульфидная (Алданский щит).

Выделяется также ряд рудных формаций, связанных с щелочно-базальтоидным магматизмом в активизированных байкалидах и каледонидах южного обрамления Сибирской платформы: арсенидно-кобальтовая и сульфосольная (Тува, Горный Алтай); флюоритовая (Забайкалье); золото-серебряная (Забайкалье); сурьмяно-ртутная (Алтай, Тува); сидерит-барит-флюоритовая (Тува).

Рудные месторождения зон глубинных разломов. Зоны глубинных разломов — это зоны подвижного сочленения крупных блоков земной коры и, по-видимому, подстилающих частей верхней мантии. Они имеют важнейшее значение для металлогении, так как служат границами между металлогеническими зонами различного типа и вместе с тем сами вмещают производные магматизма и эндогенного оруденения. Многие крупные глубинные разломы сопровождаются блоками офиолитов и массивами гипербазитов, что сближает эти структуры с эвгеосинклинальными трогами ранних этапов развития геосинклинальных систем [17]. Возможно, многие зоны глубинных разломов на ранних этапах развития также имели рифтовый характер, а некоторые наиболее крупные зоны глубин-

ных разломов — линеаментов (Монголо-Охотский, Кузнецко-Алтайский) представляли собой в геологическом прошлом сейсмофокальные зоны, сходные с современными зонами Беньофа—Заварицкого [18].

С зонами глубинных разломов ассоциируют различные рудные формации. В архейских и протерозойских толщах древних кратонов иногда размещаются своеобразные полевошпатовые метасоматиты с редкометальным (тантало-ниобиевым) оруденением. К гипербазитам в зонах глубинных разломов приурочены месторождения магматической хромитовой формации, а также асбеста, талька и нефритов. С вулканическими комплексами офиолитовых серий встречаются месторождения медноколчеданной формации. С наиболее поздними стадиями формирования зон глубинных разломов, особенно с мезозойской активизацией, связано эпитермальное оруденение, представленное в Алтае-Саянской области и в Забайкалье следующими рудными формациями: арсенидно-кобальтовой, сульфосольной, флюоритовой, эпитермальной золото-серебряной, мышьяково-сурьмяно-ртутной.

Особенно характерна приуроченность к зонам глубинных разломов ртутного оруденения, в связи с чем формируются ртутные пояса и зоны (Алтае-Саянская область, Ферганский пояс и др.).

Методы формационного анализа широко используются в металлогенических исследованиях. Большое значение при этом имеет понятие о рудных формациях и особенно о генетических рядах (наборах) рудных формаций, поскольку именно рядами формаций определяется металлогенический тип структурно-металлогенических зон и провинций. Прикладное значение выделения генетических рядов рудных формаций заключается в том, что оно способствует целеустремленному направлению поисков на возможные, но пока неизвестные в данном районе формационные типы рудных месторождений.

Показана необходимость выделения рядов рудных формаций, характерных для геологических структур различных типов и различного геологического возраста, хотя во многих случаях наличие таких рядов только намечается. Очевидно, намечаемое новое рудно-формационное направление металлогенических исследований заслуживает дальнейшей разработки.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Билибин Ю. А.* Общие принципы металлогенических исследований.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1947, № 5, с. 95—112.
2. Генезис эндогенных рудных месторождений / В. И. Смирнов, М. Н. Годлевский, В. Д. Никитин и др. М.: Недра, 1969. 719 с.
3. *Горжевский Д. И., Козеренко В. Н.* Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. М.: Недра, 1965. 300 с.
4. Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1983. 135 с.
5. *Казанский В. И.* Эндогенное оруденение древних щитов. М.: Наука, 1978. 197 с.
6. *Казанский В. И.* Эволюция рудоносных структур докембрия: архейские кратоны и области протоактивизации.— В кн.: Рудоносные структуры докембрия. М.: Наука, 1982, с. 7—66.
7. *Константинов Р. М.* Основы формационного анализа гидротермальных рудных месторождений. М.: Наука, 1973. 215 с.
8. *Кузнецов В. А.* Рудные формации.— Геология и геофизика, 1972, № 6, с. 3—14.
9. *Кузнецов Ю. А.* Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 388 с.
10. *Магакьян И. Г.* Опыт классификации рудных формаций СССР.— Геология руд. месторождений, 1967, № 5, с. 35—43.
11. *Магакьян И. Г.* Типы рудных провинций и рудных формаций СССР. М.: Недра, 1969. 224 с.
12. Металлогения докембрия: Тез. докл. Л.: ВСЕГЕИ, 1975. 197 с.
13. *Моралев В. И., Глуховский М. З., Коген В. С.* Докембрийские троговые структуры Алдано-Становой области и их металлогения.— В кн.: Рудоносные структуры докембрия. М.: Наука, 1982, с. 79—96.
14. *Муратов М. В.* Происхождение материков и океанических впадин. М.: Наука, 1975. 163 с.
15. *Павловский Е. В.* Ранние стадии развития земной коры.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 5, с. 23—39.

16. *Павловский Е. В.* Проблемы «зеленокаменных поясов» раннего докембрия.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 4, с. 5—18.
17. *Пейве А. В.* Глубинные разломы в геосинклинальных областях.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1945, № 5, с. 23—46.
18. *Смирнов В. И.* Зоны Беньофа и магматогенное рудообразование.— Геология руд. месторождений, 1974, № 1, с. 3—17.
19. *Смирнов В. И.* Эндогенное рудообразование в геологической истории.— Геология руд. месторождений, 1982, № 4, с. 3—20.
20. *Смирнов С. С.* Некоторые замечания о сульфидно-касситеритовых месторождениях.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 3, с. 3—13.
21. *Твалчрелидзе Г. А.* Опыт систематики эндогенных месторождений складчатых областей (на металлогенической основе). М.: Недра, 1966. 176 с.
22. *Хренов П. М.* Неогеосинклинальные вулкано-плутонические пояса континентального массива Восточной Сибири. М.: Недра, 1981. 223 с.
23. *Щеглов А. Д.* Металлогения областей автономной активизации. Л.: Недра, 1968. 180 с.
24. *Щеглов А. Д.* Основы металлогенического анализа. М.: Недра, 1980. 432 с.

УДК 553.2:553.551

Д. В. РУНДКВИСТ

ГЛАВНАЯ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ РАЗВИТИЯ ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА И СВЯЗАННОГО С НИМ РУДООБРАЗОВАНИЯ

При рассмотрении особенностей эндогенного рудообразования в геологической истории В. И. Смирнов [20] наметил шесть глобальных периодов эволюции Земли, которые он назвал по характерным режимам тектонического развития: лунный, нуклеарный, протогеосинклинальный, интрагеосинклинальный, неогеосинклинальный, рифтогенный. Проанализировав и обобщив имеющийся фактический материал по особенностям интрузивного магматизма, вулканизма и оруденения каждого из этих периодов, В. И. Смирнов в качестве общих закономерностей применительно к гранитоидам отметил необычайно выдержанную на протяжении всей геологической истории повторяемость магматических явлений: каждому геологическому этапу свойственны более ранние базальтоиды и последующие гранитоиды. За время формирования земной коры соотношение гранитоидного и базальтоидного магматизма качественно не менялось, происходило лишь изменение количественных соотношений. В. И. Смирнов также подчеркивает, что древние метасоматические гранитоиды, начиная с протогеосинклинального периода, постепенно замещаются магматическими корового происхождения и были полностью ими заменены к каледонскому этапу. При этом возрастала степень их дифференцированности и фациальных вариаций.

Анализ геологических данных, полученных при составлении новой металлогенической карты территории СССР, подтверждает вывод о все большей дифференцированности, возрастании фациальных вариаций и роли типично интрузивных коровых гранитоидов при переходе от более древних эпох к молодым. В соответствии с изменением гранитоидов возрастает многообразие связанных с ними типов оруденения. При металлогеническом районировании территории СССР было выделено 87 типов структурно-формационных зон, из которых 13 типов зон с проявлением гранитоидного магматизма [8, 18]. Из них для раннего докембрия — четыре типа зон, для рифея и фанерозоя — девять, причем одна специфическая зона — гранитов рапакиви, характерная только для раннего — среднего рифея.

Выделенные типы зон, рассматриваемые ниже для фанерозойской истории, отличаются по формационному составу, диапазону эволюции гранитоидов, ассоциирующим вулканогенным и осадочным формациям и

Таблица 1. Типы зон с гранитоидным магматизмом фанерозойских складчатых областей

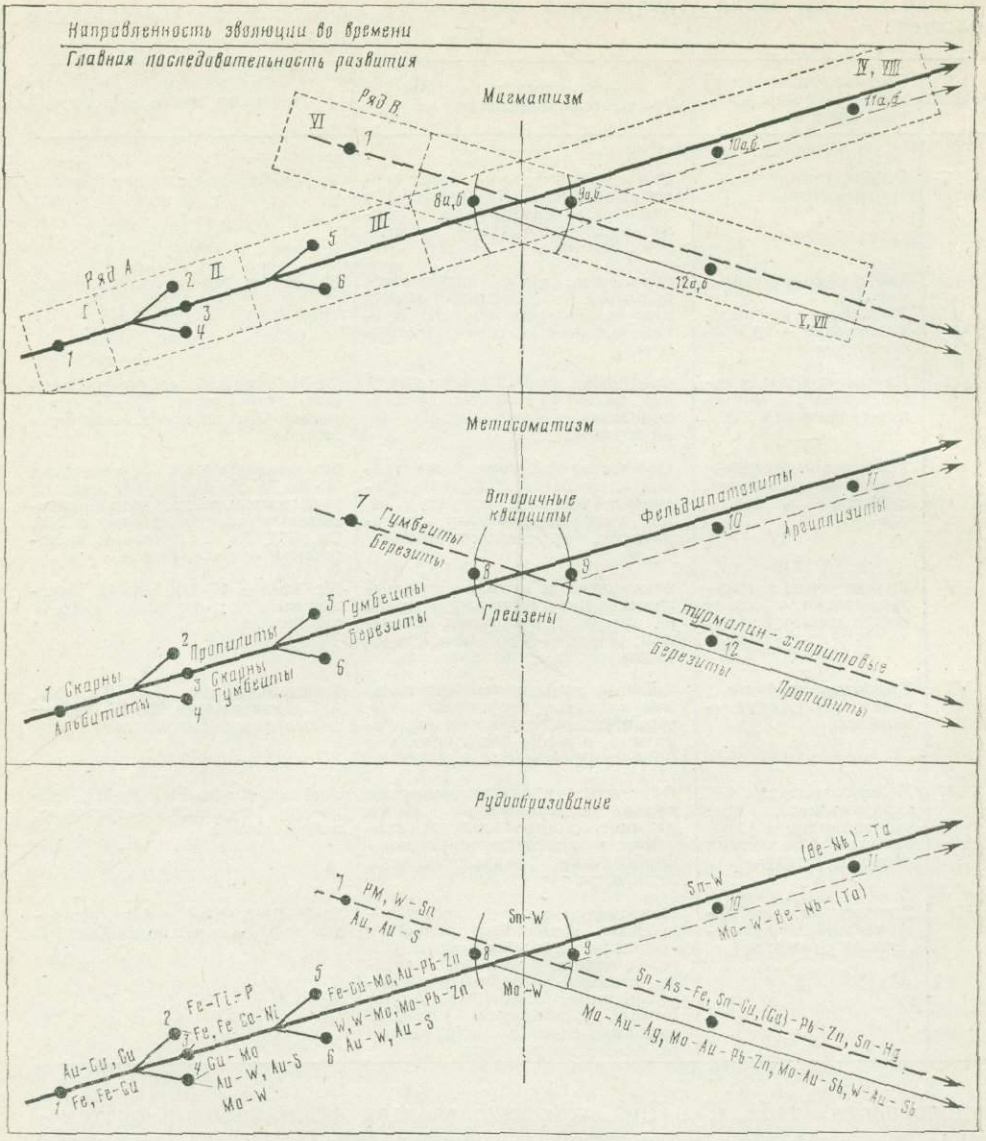
№зоны	Состав магматических пород, формации гранитоидов	Тектоническая позиция; вмещающие толщи	Типичные месторождения
I	Габбро-диорит-плагиогранитовая	Эвгеосинклинальные зоны; трахибазальтовая, Na-базальтов и липаритов (спилитовая и спилит-кератофировая), кремнистых сланцев	Fe, Fe-Cu, Fe-Co скарновые
II	Габбро-диорит-тоналитовая Габбро-диорит-гранодиоритовая, габбро-сиенитовая	Островные дуги, внутренние поднятия эвгеосинклинальных зон; базальт-андезитовая, трахибазальт-андезитовая, флишоидная	Fe, Fe-Cu, Mo-W, Au скарновые
III	Диорит-гранодиорит-гранитовая, монцонит-сиенитовая	Орогенные вулкано-плутонические пояса; андезитовая, трахиандезитовая, пестроцветная, моласоидная	Cu-Mo порфировые пропилитовые, гумбеитовые, Mo-W скарновые; Mo штокверковые березитовые
IV	Гранит-лейкогранитовая, аляскитовая, субщелочных гранитов	Орогенные «тыловые» зоны, геоантиклинальные поднятия, срединные массивы, структур рамы; дацит-липаритовая, липаритовая, трахилипаритовая	Mo штокверковые березитовые; W-Mo, W-Mo-Be-Bi грейзеновые, кварцевожильные, фельдшпатолитовые (апогранитовые) с Nb, Ta, TR, Zr, Li, местами наложенной аргиллизацией
V	Гранит-гранодиорит-диоритовая, «поздних пестрых интрузий»	Орогенные и активизационные вулкано-плутонические пояса на эвгеосинклинальном основании; липарит-базальтовая, трахилипарит-трахибазальтовая	Mo-Au-As, W-Au, Au-As березитовые, гумбеитовые, Mo-W скарновые
VI	*Гранодиорит-гранитовая*, «высокоглиноземистая»	*Тыловые зоны, геоантиклинальные* поднятия, структуры рамы; терригенные, терригенно-карбонатные, с резко редуцированно проявленным магматизмом	*Редкометальные* (*Li, Ta, Nb*, Zr) пегматитовые, Sn-W грейзеновые кварцевожильные
VII	Лейкогранитовая (*аляскитовая*), гранит-гранодиорит-диоритовая, «поздних пестрых интрузий»	Орогенные и активизационные *вулкано-плутонические пояса* на миогеосинклинальном основании; терригенные, терригенно-карбонатные, редуцированный вулканизм	Sn-Fe-As-Cu-Zn-Pb, Sn-Bi, Sn-Bi-Ag *турмалин-хлоритовые*, пропилитовые
VIII	Гранитовая, лейкогранитовая, субщелочных гранитов	Консолидированные блоки тыловых зон подвижных областей, срединные массивы, структуры рамы; породы различного состава, главным образом метаморфизованные осадочные терригенные, карбонатные, кислые вулканические и интрузивные предшествующих эпох	Sn-W-Be-Li-Nb-Ta фельдшпатолитовые (апогранитовые)

рудоносности (табл. 1). При этом использована формационная систематика, разработанная коллективом петрологов ВСЕГЕИ [12], многочисленные публикации по вопросам гранитообразования, освещающие генетические, геохимические и петрохимические аспекты этой проблемы [1, 11, 22 и др.], а также материалы по рудоносности и особенностям гранитоидов отдельных регионов [6, 9, 13, 17].

Для начальных и средних стадий формирования подвижных поясов наиболее отчетливо могут быть противопоставлены два пути развития гранитоидов (условно ряд *A* и ряд *B*), соответствующие двум различным петрохимическим тенденциям (фиг. 1): 1) развитие гранитоидов, продолжающих ряд основного магматизма эвгеосинклинальных зон и связанных с *направленной глубинной дифференциацией вещества*; 2) *развитие* гранитоидов в связи с процессами метасоматоза, реоморфизма, палингенеза более древних гранито-гнейсовых образований и ранее возникающих гранитоидов.

Первый путь — от мантийного рифтового, эвгеосинклинального магматизма к коровому; второй — противоположный, от корового на поднятиях до мантийного рифтового в переходный к платформенному период.

Эти две тенденции отчетливо проявляются и на заключительной стадии, где также можно наметить два варианта развития — щелочной и антидромный основной. Первый приводит к образованию монцонитов,



Фиг. 1. Главная последовательность развития магматических, метасоматических формаций и оруденения

1—12 — магматические формации: *1* — габбро-диорит-плагиогранитовая, *2* — габбро-диорит-сиенитовая, *3* — габбро-диорит-тоналитовая, *4* — габбро-диорит-гранодиоритовая, *5* — монцонит-сиенитовая, *6* — диорит-гранодиорит-гранитовая, *7* — габбро-диорит-гранит-лейкогранитовая, *8* — лейкогранитовая, *9* — аляскитовая, *10* — субщелочных гранитов, *11* — щелочных гранитов, *12* — лейкогранит-гранодиорит-диоритовая (для формаций *8—12* буквами *а*, *б* отмечены варианты однотипных по составу образований различных эволюционных рядов); *I—VIII* — структурно-металлогенические зоны различных этапов и стадий эволюции земной коры: *I* — раннегеосинклинальные, *II—III* — позднегеосинклинальные островодужные, *IV—VIII* — орогенные и активизационные

сиенитов, щелочных гранитов; второй — к повторному образованию гранодиоритовых и диоритовых интрузий, а также к развитию серии даек и малых интрузий пестрого состава. В целом можно говорить о двух эволюционных рядах гранитоидов и соответственно двух рядах структурно-металлогенических зон:

Ряд *A*. $I \rightarrow II \rightarrow III \rightarrow \begin{cases} \rightarrow IV \\ \rightarrow V \end{cases}$ Ряд *B*. $VI \rightarrow \begin{cases} \rightarrow VIII \\ \rightarrow VII \end{cases}$

Гранитоиды первого, «длинного», ряда эволюции (ряд *A*) завершают развитие магматизма эвгеосинклинальных зон. Гранитоиды второго, «короткого», ряда (ряд *B*) представляют собой продукты перерождения гранитного слоя и сменяются во времени поздними пестрыми интрузиями и дайками лампрофиров, обнаруживающими связь с глубинными разломами. Гранитоиды этих двух рядов, как правило, пространственно разобщены и развиваются по различному структурному плану. Гранитоиды ряда *A* распространяются от главных «сутурных» линий складчатых областей — офиолитовых поясов, рифтовых структур, эвгеосинклинальных зон и закономерно меняют состав, «раскисляясь» по мере удаления от них на поднятия. Гранитоиды ряда *B*, напротив, развиваются от древних поднятий, переходя в сопредельные прогибы, сложенные, как правило, осадочными терригенными и карбонатно-терригенными толщами.

В своей совокупности ряды *A* и *B* дополняют друг друга и определяют главную последовательность развития гранитоидов (см. фиг. 1).

Главная последовательность гранитоидных формаций и оруденения по длительности развития не укладывается в рамки обычных представлений о времени развития тектоно-магматического цикла, а отражает общую эволюцию гранитообразования, измеряемую сотнями миллионов, а в докембрии — даже миллиардами лет. Так, эволюция гранитоидов от плагиогранитов до лейкогранитов охватывает на Урале каледоно-герцинский мегацикл, в Забайкалье (Джидинская зона) растягивается на период от ордовика (ранние полигенные граниты) до средней юры (лейкограниты) и верхнего мела (монцониты, сиениты), в пределах Горного Алтая проявляется в интервале от среднего кембрия до нижней перми. При этом характерно ритмичное поступательно-возвратное развитие с неоднократным образованием близких по составу пород.

4423

При рассмотрении развития на уровне формаций можно установить, что каждая следующая формация гранитоидного ряда представляет собой продукт перерождения предшествующей формации. При этом в ряду главной последовательности закономерно меняется глубина формирования и морфология массивов при сохранении общей плоской этмолито- и гарполитообразной формы.

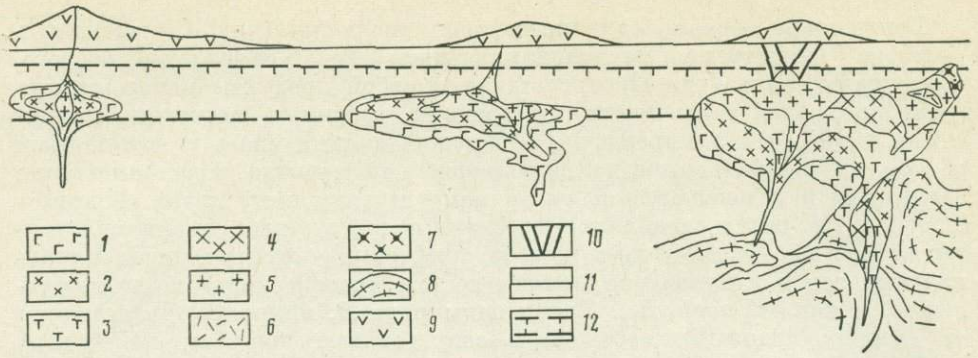
В истории развития от эпохи к эпохе происходит последовательное проникновение гранитоидов во все более молодые по возрасту породы верхних горизонтов, все большая дифференциация поверхности кровли вплоть до образования кольцевых и радиальных трещинных интрузий, штоков (в ряде случаев даже обособленных от основного гранитного тела), столь характерных для аляскитов и субщелочных и щелочных гранитов.

Разрастание гранитов в верхней части за счет образования новых генераций, более «продвинутых» в плане эволюции, сопровождается еще большим углублением корневой системы массивов в гранито-гнейсовое основание (фиг. 2).

Такая динамическая модель формирования гранитоидов вытекает из анализа геофизических данных, свидетельствующих о том, что мало обнаженные массивы на глубине объединяются в крупные тела уплощенной формы размерами в десятки тысяч квадратных километров при мощности от 5—7 до 11—12 км [4]. Такие тела имеют, как правило, асимметричную корневую систему, уходящую в гранито-гнейсы.

Для таких крупных тел гранитоидов характерно отчетливое зональное строение, проявляющееся в смене пород повышенной основности более кислыми и щелочными от периферии к центру и снизу вверх. При этом зональные ряды пород отдельных массивов различных формаций как бы дополняют друг друга, позволяя проследить практически непрерывные переходы от формации к формации. С намеченной последовательностью разрастания рядов при проникновении более поздних по времени образования пород во все более верхние ярусы земной коры хорошо согласуются данные изотопных исследований. Так, Н. И. Нашевым и А. И. Зайцевым [14] установлено на примере Северо-Вос-

Библиотека Академии Наук Киргизской ССР



Фиг. 2. Модель строения гранитоидных массивов различных стадий эволюции земной коры

1 — габброиды; *2* — диориты; *3* — тоналиты; *4* — гранодиориты; *5* — граниты; *6* — лейкограниты; *7* — граносиениты; *8* — гранито-гнейсы основания; *9* — эффузивы различного состава; *10* — подводящие каналы; *11* — палеоповерхность; *12* — рудоносный «слой» в связи с гранитоидами

тока СССР, что чем крупнее массив, глубже срез, тем более длительную и древнюю историю он выявляет. М. А. Гаррис [3] при изучении глубоко эродированных гранитных и гранито-гнейсовых структур Урала выделила многочисленные генерации гранитообразования, возникающие в диапазоне от 2290 до 280—250 млн. лет. В целом все эти данные, *а также для многих зарубежных территорий нашли отражение в ряде* предложенных в последние годы моделей строения гранитоидов [31,32].

Намеченная последовательность, установленная при анализе материалов по многим провинциям и регионам (Забайкалье, Казахстан, Урал и др.), является не только временно́й, но и пространственной. При одновременно проявляющемся магматизме в зонах все большей степени консолидации наблюдаются более высокие ступени эволюции (магматизма) в последовательности, соответствующей переходу от эвгеосинклинальных *зон к островной дуге I типа, островной дуге II типа (на континентальной* коре), к внутреннему геоантиклинальному поднятию, активизированному срединному массиву.

По превалирующей тенденции развития и глубине образования гранитоидов и оруденения выделены девять основных типов метасоматических пород (табл. 2), отражающих также главные черты состава жильных минералов руд. Кроме того, по особенностям проявления метасоматизма внутри каждой метасоматической формации выделяются отдельные разновидности. Так, среди фельдшпатолитов (включающих апограниты) — альбититы и калишпатиты, среди грейзенов и березитов при развитии их по ультраосновным породам — слюдиты и лиственит, среди гумбеитов — натриевые разности — эйситы, по терминологии Б. И. Омельяненко [15], что определяет специфику рудоносности процесса. Так, для слюдитов характерно развитие берилла в виде изумрудов (дисилицированные пегматиты, по А. Е. Ферсману [23]); для лиственитов — обогащенных золотом кварцевых жил и др.

Общая направленность смены метасоматитов в ходе главной последовательности развития в целом аналогична эволюции гранитоидов от основных к кислым и далее к щелочным разностям (см. фиг. 1). При рассмотрении процессов формирования метасоматитов в ходе развития минерализации, связанной с одной формацией, главной становится противоположная тенденция развития: от ранних щелочных парагенезисов к кислотным и далее к отложению оснований в соответствии с общеизвестной схемой эволюции постмагматических растворов, по Д. С. Коржинскому [10].

При метасоматических процессах в пределах крупных рудных полей в связи со сложными многофазными интрузиями наряду с простыми

Таблица 2. Главнейшие метасоматические формации, связанные с гранитоидным магматизмом, их состав и рудоносность

Глубина становления	Типоморфные петрогенные элементы					
	Fe, Mg, Ca		Si, Al		K, Na	
	Пропилиты		Вторичные кварциты		Аргиллизиты	
Поверхностные и близповерхностные в связи с вулканизмом и экструзиями	*Q*, *Q-Ca*, *Chl*, *Ser*, *Q-Ep*, *Q-Ab*, *Q-Zl*	Cu, Cu-Fe, Cu-Au, Cu-Zn	*Q-Crd*, *Q-And*, *Q-Al*, *Q-Dk-Prph*	Au-Ag, Hg-Sb, Sn (деревянистое олово), корунд, алунит	*Q*, *Q-Kaol*, *Hmu*, *Q-Fl*	Au-Ag, Zn-Pb, W-Sn-Hg, Sb-Hg, Mo-U, Cu-Mo
	Турмалин-хлоритовые метасоматиты		Березиты		Гумбеиты	
Малых глубин в связи с малыми интрузиями и дайками	*Q*, *Q-Trm*, *Trm*, *Trm-Ep*, *Q-Trm-Ca*	Sn-Cu, Sn-Pb-Zn, Sn-Ag-Bi, Cu-Bi, Mo-Au, Au-As	*Q*, *Q-Ca*, *Ca* (анкерит, кальцит, реже доломит)	Zn-Pb-Au-Ag, W-Au, Au-Sb, Au, Mo-Au	*Ort*, *Ort-Bi*, *Q-Ort*, *Q-Ca*, *Anh*, *Ab*, *Q-Ab*, *Ab-Chl*	Mo, Mo-Cu, W-Au, Mo-Zn-Pb, U, U-Mo
	Скарны		Грейзены		Фельдшпатолиты	
Умеренных глубин в связи с массивами гранитоидов	*Gr-Pyr*, *Scp*, *Scp-Plg*, *Vs*, *Ca*, *Ca-Chl*, *Q-Ca*	Fe-Co, Fe, Fe-Cu, Cu, Zn-Pb, Mo-W, W-Sn-Be, As	*Q*, *Q-Mus*, *Q-Top*, *Q-Trm*, *Q-(Micr)*, *Mus*, *Q-Mus-Fl*, *Q-Fl*	Li-Sn, Sn-W, Mo-W-Be, Be-W-Mo-Bi, Li-Be, флюорит	*Fsp(Micr*, *Ab)*, *Q-Fsp*, *Q-Mus*, *Mus-Fsp*	Be-Sn-Li, Be-W-Ta, Li-Na-Nb, Ta-Sn

Примечание. Приняты следующие условные сокращения минералов: *Ab* — альбит, *Al* — алунит, *And* — андалузит, *Anh* — ангидрит, *Bi* — биотит, *C* — карбонат, *Ca* — кальцит, *Chl* — хлорит, *Crd* — корунд, *Dk* — диккит, *Ep* — эпидот, *Fl* — флюорит, *Fsp* — калиевый полевой шпат, *Gr* — гранат, *Hmu* — гидромусковит, *Kaol* — каолинит, *Micr* — микроклин, *Mus* — мусковит, *Ort* — ортоклаз, *Plg* — плагиоклаз, *Prph* — пирофиллит, *Pyr* — пироксен, *Q* — кварц, *Scp* — скаполит, *Ser* — серицит, *Top* — топаз, *Trm* — турмалин, *Vs* — везувиан, *Zl* — цеолит.

образованиями — скарнами, пропилитами и др.— характерно проявление *совмещенных или переходных разностей метасоматитов:* скарны+грейзены; грейзены+фельдшпатолиты и др. При различной направленности метасоматических процессов образуются разные типы руд.

Например:

скарны → грейзены → фельдшпатолиты — Sn—W—Be
скарны → пропилиты — Pb—Zn
скарны → гумбеиты — Cu—Mo

В различных типах зон в связи с характерными для них гранитоидными формациями могут образовываться близкие по типу руды, относимые обычно к одной рудной формации, но сопровождаемые, как правило, различными метасоматитами и образующие различные по масштабу проявления:

Эвгеосинклинальные зоны	пропилиты + березиты + вторичные кварциты	Cu—Mo
Орогенные и активационные	гумбеиты + аргиллизиты	
	березиты + аргиллизиты	

Рудоносность гранитоидов различных формаций отражена в нижней части фиг. 1.

В целом для ряда главной последовательности развития гранитоидного магматизма *по мере перехода от ранних членов к поздним* характерна смена руд от сидерофильных (Fe, Co, Ni), халькофильных (Au, Cu, Zn, Pb) к литофильным (W, Mo, Sn, Be) и далее, в соответствии с двумя главными путями развития, в одном случае вновь к халькофильным (Zn, Pb, Sb, Hg, Au, Ag); в другом, при развитии все возрастающей щелочности, к литофильным редким и редкоземельным элементам (Cs, Li, Be, Nb, Ta, Zr).

При анализе магматизма и рудоносности в более кратковременных интервалах, например при становлении геологической формации и связанного с ней оруденения, также намечается определенное соответствие между эволюционной направленностью гранитоидов и оруденения. Чем полнее проявлены эволюционные ряды магматических пород, чем более разнообразны породы, слагающие формации, тем более разнообразно оруденение, больше фиксируется стадий минерализации вплоть до образования сложных совмещенных телескопированных месторождений, возникающих в зонах широкого развития даек.

На фоне главной последовательности развития гранитоидов и оруденения *можно отметить многочисленные варианты.* При этом характерно явление унаследования, которое проявляется в том, что тот или иной тип оруденения, возникающий в начальных звеньях ряда, устойчиво сохраняется в анализируемой зоне практически на протяжении всей ее последующей истории. Соответственно могут быть намечены как металлогенически *специализированные структуры* (Mo, Au, W и др.), так и эволюционные ряды.

Наиболее отчетливо проявлен антагонизм двух рядов, один из которых условно можно назвать молибденовым, другой — оловянным. Молибденовый ряд характерен для мантийно-коровой эволюционной ветви, *оловянный — для корово-мантийной. Для первого установлена следующая* последовательность проявления оруденения: железо-медное скарновое, меднопорфировое, медно-молибденовое порфировое и медно-вольфрамовое скарновое и затем при достижении максимальной кислотности — молибден-вольфрамовое пегматитовое, кварцевожильное и грейзеновое. Далее в зависимости от пути развития могут быть два случая: 1) при увеличении основности (антидромном варианте) и возрастании роли даек — молибден-вольфрамовое штокверковое березитовое → молибден-золото-свинцово-цинковое, сопровождаемое турмалин-хлоритовыми, березитовыми ме-

тасоматитами, → золото-молибден-сурьмяное аргиллизитовое; 2) при возрастании щелочности наблюдался переход к кварц-молибденовым, вольфрам-молибденовым штокверковым, сопровождаемым гумбеитами, и далее редкометальным фельдшпатолитовым рудам. Намеченные варианты развития характерны для зон Восточно-Уральского и Зауральского антиклинориев, Тектурмасской и Западно-Калбинской — Казахстана, Нуратинской, Туркестано-Алтайской — Средней Азии, Северо-Памирской, Мисхано-Зангезурской — Кавказа и многих других (фиг. 3).

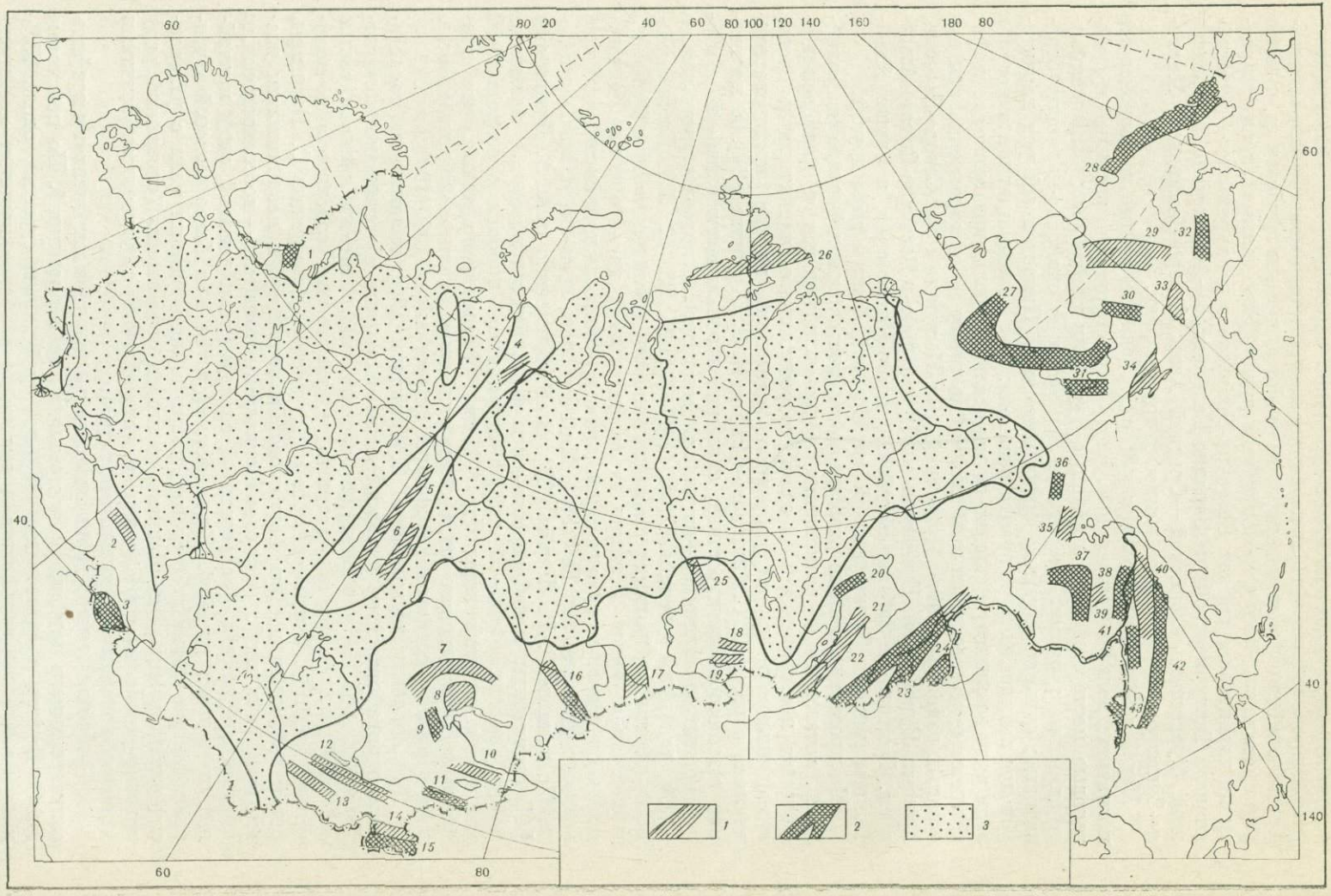
Менее протяженный оловянный ряд: редкометальные и оловоносные пегматиты, вольфрам-оловянные, оловянные скарновые, жильные и грейзеновые месторождения, оловянные турмалин-хлоритовые; олово-свинцово-цинковые турмалин-хлоритовые березитовые; свинцово-цинковые березитовые; сурьмяно-ртутные аргиллизитовые. Приведенный ряд характерен для антидромного варианта развития. При возрастании щелочности в этом ряду возникают оловянно-редкометальные фельдшпатолитовые и апогранитовые месторождения. Развитие по этому пути характерно для восточных районов страны: Чукотской, Яно-Колымской зон Северо-Востока, Хингано-Буреинской, Приамурской, Центрально- и Восточно-Сихотэ-Алинских, Центрально-Забайкальской, Восточно-Калбинской, а также Алай-Кокшаальской и Туркестанской зон Средней Азии и ряда других.

На пространственную разобщенность месторождений олова и молибдена, антагонизм в размещении медно-молибденовых и молибден-порфировых месторождений, с одной стороны, олово-силикатных и олово-сульфидных — с другой, обращали внимание многие исследователи, начиная с работ С. С. Смирнова [21] и Н. А. Хрущова [24]. В последние годы особенности состава, строения и зональности олово- и молибденоносных гранитоидов изучались многими исследователями как в СССР, так и за рубежом [2, 4, 6, 17, 22, 26, 28, 32, 33]. Были отмечены отличия петрохимических особенностей гранитоидов молибденового и оловянного рядов, а также их геофизических характеристик. В частности, оловоносные граниты, как правило, более глиноземистые, с более низкими отношениями Fe^{3+}/Fe^{2+}, Mg/Fe и более высоким K/Na.

По данным Г. Н. Щербы [25], В. К. Денисенко и А. А. Духовского [4], гранитоиды молибденового ряда формируются в зонах с повышенной мощностью (>50—52 км), а оловянного — в зонах с сокращенной мощностью земной коры (до 40 км). Установлено также, что гранитоиды молибденового ряда обладают менее значительной плотностью и на порядок более высокой намагниченностью (до $1000 \cdot 10^{-3}$ А/м).

Как показали исследования С. Ишихары [26], гранитоиды молибденового ряда относятся к «магнетитовым сериям» с содержанием магнетита 0,1—2%, а гранитоиды оловянного ряда — к «ильменитовым сериям», магнетит в них отсутствует, а ильменит содержится в количестве до 0,1%. Такое отличие определяется, по мнению С. Ишихары, различной глубинностью формирования расплавов и неодинаковым взаимодействием их с углеродсодержащими толщами — восстановителями кислорода. Граниты «магнетитовой серии» (молибденовый ряд) мантийные и нижних уровней. Коры формируются при более высокой фугитивности кислорода за счет отсутствия взаимодействия магм с углеродсодержащими толщами. Граниты «ильменитовой серии» (оловянный ряд) коровые и формируются при взаимодействии с углеродсодержащими метаморфическими и осадочными породами.

Металлогеническая специализация гранитоидов определяет и профиль сопутствующего оруденения в пределах зон и провинций. По подсчетам В. С. Попова с соавторами [17] по зарубежным странам, около 75% мировых запасов вольфрама, в том числе наиболее крупных месторождений, а также основные концентрации бериллия приурочены к гранитоидам молибденового ряда. В связи с аляскитами и субщелочными гранитами оловянного ряда в фельдшпатолитах формируются руды, обогащенные Ta, Ti; при развитии молибденового ряда — Nb.


60
80 20
40
60
80 100 120 140
160
180 80
60
40
140
60
80
1
2
3

Интересно отметить, что два ряда (*A* и *B*) гранитоидов молибденовой и оловянной специализации по отмеченным характеристикам аналогичны «j» и «s» гранитам, выделяемым для Австралии, Южной Америки и Европы [33], близки двум сериям гранитов «синтексических» (syntexis) и «перерожденных» (transformation) Юго-Восточного Китая.

Помимо двух основных контрастных случаев проявления главной последовательности, в которых развитие молибдена практически исключает крупные промышленные концентрации олова (и наоборот), можно наметить и другие, менее четкие ряды, образующие взаимные переходы, например, вольфрамовый и золоторудный. Они занимают как бы промежуточное положение между охарактеризованными рядами.

При анализе реальной рудоносности металлогенических зон с гранитоидным магматизмом важное значение приобретают условия становления гранитоидных формаций, определяемые глубинностью образования, составом вмещающих пород, степенью открытости—закрытости систем рудообразования, а также величиной эрозионного среза [2, 5, 16, 25, 29 и др.].

В этом отношении интересны данные, полученные в последние годы, об устойчивых гипсометрических уровнях развития оруденения в разных рудных районах с проявлением гранитоидного магматизма. Палеореконструкции рельефа периода рудообразования, изучение горизонтальной и вертикальной зональности и протяженности оруденения на глубину свидетельствуют о том, что рудообразование в связи с гранитоидами происходит каждый раз в пределах определенного «рудоносного слоя». Мощность его колеблется в значительном диапазоне, обычно 400—600 м, но может достигать 800—1200 м. Рудоносный слой располагается субгоризонтально, примерно параллельно геоиду.

Такое расположение является функцией пологого залегания поверхности кровли глубинных гранитоидных тел и влияния поверхности рельефа. Эта поверхность, как следует из палеореконструкций, закономерно изменялась в ряду главной последовательности: от расчлененной системы вулканических дуг до пенепленизированных поверхностей, поднятых на высоты 1000—2000 м в период формирования редкометальных грейзеновых, апогранитовых и силикатных сульфидных и касситеритовых месторождений.

По отношению к этому рудоносному слою гранитоиды одной и той же формации в разных частях могут оказываться на различных уровнях. В итоге с одними и теми же гранитоидами, но проникшими на разные уровни своими отдельными куполами, апофизами, будут формироваться различные типы руд.

Например, для варианта гранит-лейкогранитовой и аляскитовой формаций молибденового и оловянного рядов: вольфрам-молибденовое грейзеновое оруденение типа метасоматических куполов и жильное —

←

Фиг. 3. Схема размещения зон гранитоидного магматизма и связанной с ними минерализации в пределах территории СССР

1 — ряд *A* с молибденовой специализацией; *2* — ряд *B* с оловянной специализацией; *3* — платформенный чехол; зоны, возраст гранитоидов и сопутствующего оруденения (цифры на схеме): *1* — Приладожская (PR_1^2—R), *2* — Северо-Кавказская (PZ_3, KZ), *3* — Мегринская (K_2 — P), *4* — Северо-Уральская (PZ), *5* — Восточно-Уральская (PZ), *6* — Зауральская (PZ_3), *7* — Центрально-Казахстанская (PZ_3), *8* — Прибалхашская (PZ_3), *9* — Майкульская (PZ_2—PZ_3), *10* — Заилийская (PZ_2—PZ_3), *11* — Сарыджазская (PZ_3), *12* — Центрально-Тяньшанская (PZ_3), *13* — Южно-Тяньшанская (PZ), *14* — Северо-Памирская (K_2—P), *15* — Южно-Памирская (R, K), *16* — Калба-Нарымская (PZ_3), *17* — Горно-Алтайская (PZ_2—PZ_3), *18, 19* — Восточно-Саянские (PZ_1—PZ_2), *20* — Северо-Байкальская (PR_2^1—R), *21* — Западно-Забайкальская (PZ_3—MZ), *22, 23* — Центрально-Забайкальские (PZ_3—MZ), *24* — Восточно-Забайкальская (PZ_3—MZ), *25* — Енисейская (PR_2), *26* — Таймырская (PR_2, PZ_3), *27* — Полоусненско-Колымская (J_3—K_1, K_2—P), *28* — Чукотская (K_2—P), *29* — Олойская (K_2—P), *30* — Омсукчанская (K_2—P_2), *31* — Верхне-Колымская (J_3—K_1), *32* — Карякская (P—N), *33—35* — Приохотские (J_3—K_1), *36* — Сетте-Дабанская (R, K—P), *37* — Буреинская (PZ, K—P), *38* — Умальтинская (PZ, MZ), *39* — Комсомольская (K_2—P), *40* — Приамурская (J—K_1, K_2—P), *41* — Центрально-Сихотэ-Алинская (K—P), *42* — Приморская (K_2—P, N), *43* — Ханкайская (PZ, MZ)

в эндоконтакте; жильное — в экзонтакте, сопровождаемое березитами, и штокверковое гумбеитовое над провесами кровли [19].

Таким образом, рассмотрение магматизма, метасоматоза и оруденения в аспекте анализа главной последовательности позволило выявить наиболее важные, существенные особенности развития оруденения и установить общность и закономерное направленное изменение многих характеристик, определяющих строение гранитоидов и размещение оруденения.

Используя представления о закономерной и направленной эволюции магматизма и рудообразования в геологической истории, можно по-новому подойти и к металлогеническому осмыслению многих эмпирически установленных особенностей развития оруденения, связанного с гранитоидным магматизмом, а также к классификации металлогенических зон. В частности, представляется оправданным и перспективным выделять типы рудоносных зон гранитоидов в первую очередь по степени их эволюционной «продвинутости», отражающей степень зрелости континентальной коры регионов. В свою очередь, степень «продвинутости» определяет степень все возрастающей кислотности и щелочности гранитов.

По принципу эволюционной направленности в пределах областей завершенной складчатости как для щитов, так и для мезо-кайнозойских областей по составу пород можно с определенной долей условности наметить зоны проявления гранитоидов различных генераций.

В общем случае гранитоиды первой генерации проявляются в зонах эвгеосинклиналей и представлены гранодиорит-плагиогранитовой формацией мантийной природы ($^{86}Sr/^{87}Sr=0{,}702-0{,}704$). В более стабилизированных частях структур проявляется габбро-диорит-сиенитовая, габбро-диорит-тоналитовая и габбро-диорит-гранодиоритовая формации.

Гранитоиды второй генерации — островные дуги, геоантиклинальные поднятия — представлены монцонит-сиенитовой, диорит-гранодиорит-гранитовой, габбро-диорит-гранит-лейкогранитовой и лейкогранитовой формациями.

Гранитоиды третьей генерации формируются в пределах срединных массивов, структур рамы, геоантиклинальных поднятий, сложенных комплексами формаций предшествующих тектоно-магматических циклов. Для них характерно широкое распространение лейкогранитов, аляскитов в тесной ассоциации с предшествующими гранитоидами повышенной основности, образующими крупные поля и зональные массивы. В целом гранитоиды первой, второй и третьей генераций представляют собой гранитоиды ряда А молибденовой специализации, которые образуются в блоках конструктивного типа развития с формированием молодой континентальной коры.

Гранитоиды четвертой генерации это, как правило, гранитоиды ряда *В* с эволюцией от гранодиоритов до гранитов, лейкогранитов, аляскитов и до поздних малых интрузий пестрого состава. Величина отношения $^{86}Sr/^{87}Sr$ для этих гранитоидов и сопровождающих их метасоматических пород (грейзенов, альбититов, фельдшпатолитов) всегда $>0{,}704$. Гранитоиды этого типа оловянной специализации характерны для зон деструктивного типа развития — поздней активизации, срединных массивов и структур рамы складчатых областей и возникают, как правило, с интервалом 150—100 млн. лет после завершения складчатости.

Намеченный подход к разделению типов зон и проявленных в их пределах гранитоидов имеет важное металлогеническое значение.

ВЫВОДЫ

1. Выделяемые гранитоидные формации тесно взаимосвязаны и образуют сложные взаимные переходы в пространстве (в плане и по вертикали) и во времени (в ходе формирования). Разделение гранитоидов на формационные типы представляется в связи с этим часто условным и требует во всех случаях учета непрерывности эволюционных рядов преобразования пород. Металлогения гранитоидов определяется не только

их формационным составом, но и принадлежностью формации к тому или иному эволюционному ряду или серии.

2. Наиболее существенно по комплексу полезных ископаемых отличаются гранитоиды двух рядов — молибденового (ряд А) и оловянного (ряд *В*). Оба намеченных ряда эволюции гранитоидного магматизма отражают две главные тенденции развития магматизма, проявляющиеся не только в ходе формирования металлогенических зон, но и в общей истории становления земной коры. Эти ряды взаимно дополняют друг друга, отражая в совокупности единую главную последовательность развития магматизма и оруденения, связанную с эволюцией мантии и коры. Молибденовый ряд характерен для зон молодой формирующейся коры. Оловянный ряд обнаруживает связь с процессами преобразования древней, в общем случае дофанерозойской или даже дорифейской гранито-гнейсовой коры.

3. При сопоставлении металлогенических карт разных масштабов от обзорных до детальных необходимо четко различать намеченные ряды гранитоидов, отличающиеся по природе, закономерностям размещения и рудоносности. Прогнозную оценку зон целесообразно осуществлять с учетом степени эволюционной «продуктивности» гранитоидов и закономерной смены типов оруденения в направлении главной последовательности развития.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Беляев Г. М., Рудник В. А.* Формационно-генетические типы гранитоидов. Л.: Недра, 1978. 168 с.
2. *Бескин С. М., Ларин В. Н., Марин Ю. Б.* Редкометальные гранитовые формации. Л.: Недра, 1979. 279 с.
3. *Гаррис М. А.* Этапы магматизма и метаморфизма в доюрской истории Урала и Приуралья. М.: Наука, 1977. 296 с.
4. *Денисенко В. К., Духовский А. А.* Объемные модели редкометальных рудных районов.— Докл. АН СССР, 1980, 252, № 6, с. 1438—1442.
5. *Жариков В. А., Маракушев А. А.* К проблеме рудоносности магматических серий.— В кн.: Магматизм и эндогенное рудообразование. М.: Недра, 1976, с. 5—12.
6. *Изох Э. П.* Принципы диагностики гранитоидных формаций с различной металлогенической специализацией для целей прогнозирования.— В кн.: Магматические формации, вопросы их происхождения и рудоносность. Новосибирск: Наука, 1976, с. 25—48.
7. *Иициксон М. И.* Металлогеническая зональность Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Недра, 1979. 231 с.
8. Классификация и номенклатура магматических горных пород. М.: Недра, 1981. 159 с.
9. *Коваленко В. И.* Петрология и геохимия редкометальных гранитоидов. Новосибирск: Наука, 1977. 205 с.
10. *Коржинский Д. С.* Очерк метасоматических процессов.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1953, с. 332—452.
11. *Кузнецов Ю. А., Яншин А. Л.* Гранитоидный магматизм и тектоника.— Геология и геофизика, 1967, № 10, с. 108—121.
12. Магматические формации СССР. Т. 2. Л.: Недра, 1979. 279 с.
13. *Марин Ю. Б.* Гранитоидные формации малых и умеренных глубин. Л.: Изд-во ЛГУ, 1976. 144 с.
14. *Ненашев Н. И., Зайцев А. И.* Геохронология и проблема генезиса гранитоидов Восточной Якутии. Новосибирск: Наука, 1980. 238 с.
15. *Омельяненко Б. И.* Околорудные гидротермальные изменения. М.: Недра, 1978. 216 с.
16. *Павлова И. Г.* Медно-порфировые месторождения. Л.: Недра, 1978. 275 с.
17. *Попов В. С., Белевтин В. В., Семина В. А.* Металлогения гидротермальных месторождений. М.: Наука, 1981. 212 с.
18. Рудоносность и геологические формации структур земной коры. Л.: Недра, 1981. 424 с.
19. *Рундквист Д. В.* Общие принципы построения геолого-генетических моделей рудных формаций.— В кн.: Генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск: Наука, 1983, с. 14—26.
20. *Смирнов В. И.* Эндогенное рудообразование в геологической истории.— Геология руд. месторождений, 1982, № 4, с. 3—20.
21. *Смирнов С. С.* Очерк металлогении Восточного Забайкалья. М.; Л.: Госгеолиздат, 1944. 89 с.
22. *Таусон Л. В.* Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Недра, 1977. 278 с.

23. *Ферсман А. Е.* Пегматиты: их научное и практическое значение. Т. 1. Гранитные пегматиты. Л.: Изд-во АН СССР, 1940. 712 с.
24. *Хрущов Н. А.* Молибден: Оценка месторождений при поисках и разведке. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 270 с.
25. *Щерба Г. Н.* Геотектоногены и рудные пояса. Алма-Ата: Наука, 1970. 180 с.
26. *Ishihara S.* The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks.— Mining Geol., 1977, 27, N 5, p. 293—305.
27. *Jackson N. J.* Geology of the Cornubian tin field.— Bull. Geol. Soc. Malaysia, 1979, N 11, p. 209—237.
28. *Kegin Xu, Shouxi Xu., Mingzhi Sun, Jun Ye.* On two genetic series of granites in south eastern China and their metallogenetic characteristics.— Miner. Deposits (China), 1982, 1, N 2, p. 1—13.
29. *Rundquist D. V.* Classification of mineralization related to acid intrusive magmatism.— Stud. geol., 1978, 14, p. 149—160.
30. *Rundquits D. V.* Zoning of mineralization associated with acid magmatism.— In: Metallization associated with acid magmatism. John Wiley and sons, 1982, p. 279—289.
31. *Routhier P.* Quelques lois régissant la distribution des gisement de metaux au sein des plaques continentales.— C. r. Acad. sci. D, 1979, 288, N 10, p. 859—862.
32. *Smith T. E., Miller P. M., Huang C. H.* Solidification and crystallization of a stanniferous granitoid pluton, N. Scota, Canada. John Wiley and sons, 1982, p. 301—320.
33. *White A., Chappell B.* Ultra metamorfism and granitoid genesis.— Tectonophysics, 1976, 43, p. 7—22.

УДК 553.078

А. Д. ЩЕГЛОВ

ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ НЕЛИНЕЙНОЙ МЕТАЛЛОГЕНИИ

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОНЯТИЯ «НЕЛИНЕЙНАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ»

Отечественная металлогеническая наука прошла большой и сложный путь развития. В настоящее время металлогения — это признанная самостоятельная отрасль геологических знаний, синтезирующая новейшие достижения многих направлений геологии; она имеет свои методологические принципы и специальные методы исследования. В разные годы советскими исследователями были созданы общие (идеализированные) металлогенические схемы развития геосинклинально-складчатых зон [26, 37] и платформ [5, 32, 37]. Особенно значительный вклад в характеристику металлогении геосинклиналей разных типов и установление металлогенических особенностей их различных элементов был сделан В. И. Смирновым. Позднее определилась важная роль процессов тектономагматической активизации консолидированных структур (областей эпиплатформенного орогенеза) в формировании месторождений [35]. Были намечены самые общие связи рудных процессов с явлениями субдукции и океанического рифтогенеза [14, 27]. Показано, что рудные месторождения являются надежными индикаторами тектонических процессов [37]. Однако, несмотря на достигнутый значительный прогресс в изучении закономерностей размещения рудных месторождений, многие особенности их проявления не укладывались в рамки созданных схем и представлений. Почти в каждом, даже хорошо изученном регионе известны месторождения, чьи тектонические условия проявления и принадлежность к определенным стадиям развития структур земной коры являются предметом острых дискуссий.

Известно, что выявление закономерностей размещения эндогенных рудных месторождений основано на всестороннем изучении взаимосвязей оруденения с процессами осадконакопления, магматизма, метаморфизма и развитием тектонических структур, происходящими в земной коре — самой внешней и маломощной из всех оболочек нашей планеты. Предполагается, что образование месторождений обусловлено развитием конкретных тектонических структур земной коры (геосинклинально-складча-

тых областей, платформ, срединных массивов и др.), с эволюцией которых они и связаны.

В последние годы исследователями разных школ и направлений как в нашей стране, так и за рубежом получен новый фактический материал, свидетельствующий о значительно более сложном характере взаимоотношений рудных месторождений со структурами земной коры; доказывается, что многие магматические образования и отдельные группы рудных месторождений связаны с эволюцией глубинных, мантийных оболочек Земли, которые являются источниками специализированных рудоносных магм и рудного вещества. Это наиболее отчетливо устанавливается для хромитовых, медно-никелевых, колчеданных, ртутных, сурьмяных и флюоритовых месторождений [16, 20, 30, 37], некоторых месторождений олова, вольфрама и бора [2, 3, 7, 12]. В пределах Тихоокеанского сегмента Земли мантийные источники рудного вещества предполагаются для медно-молибденовых, золото-серебряных и «экзотических» ртутно-сурьмяно-вольфрамовых, золото- и серебряно-флюоритовых месторождений. Важно подчеркнуть, что представления о связи указанных групп рудных образований с подкоровыми оболочками планеты основаны не только на общегеологических (тектонических) данных и анализе пространственно-временны́х соотношений оруденения с магматическими породами, для которых допускается мантийное происхождение, но и на результатах «тонких» аналитических и геохимических исследований, в том числе данных изотопного анализа [16, 20, 30]. Важные сведения о связи рудных месторождений с глубинными зонами Земли получены при изучении Мирового океана; в частности, в молодых рифтовых зонах, развивающихся на океанической коре, открыты осадочно-гидротермальные проявления свинца и цинка — современные аналоги колчеданных месторождений. В тихоокеанских вулканических дугах установлены значительные содержания олова, меди, ртути в некоторых типах мантийных пород и их производных [4, 7]; получены интересные сведения о рудоносности глубинных перидотитов и мантийных зон [4, 7, 40]. Важной особенностью перечисленных эндогенных месторождений является их отчетливая закономерная приуроченность к глубинным зонам разломов, которые контролируют размещение месторождений и практически всегда накладываются на различные структуры земной коры и слагающие их геологические формации. Это положение аргументировано ранее на примере ряда регионов при выявлении закономерностей размещения рудных месторождений с позиций представлений о самостоятельном металлогеническом значении областей тектоно-магматической активизации [35, 37], а также в работах, посвященных изучению роли «сквозных» рудоконцентрирующих тектонических нарушений [8, 25, 33]. В последних отмечалось, что сквозные системы нарушений являются проводниками разноглубинных магматических рудоносных расплавов, иногда возникающих в параллельно действующих подкоровых очагах.

Особенно отчетливо связь эндогенных рудных месторождений с глубинными оболочками планеты — базитовым субстратом земной коры и верхней мантии — проявляется в пределах Тихоокеанского сегмента Земли [7, 12]. Это, по-видимому, обусловлено особенностями глубинного строения сегмента, для многих регионов которого характерно отсутствие или уменьшенная мощность гранитного слоя, развитие океанической коры и неглубокое залегание мантии, иногда с выведенными на поверхность ее блоками. Здесь весьма контрастно фиксируется и постоянный контроль крупных эндогенных месторождений тектоническими зонами глубинного заложения. Особенности размещения рудных месторождений в тихоокеанских регионах часто не укладываются в рамки представлений «традиционной металлогении», так как многие из них проявляются независимо от развития геосинклинально-складчатых областей и платформ и накладываются на них. Для таких месторождений структуры земной коры — это только благоприятные «макроловушки», а не тектонические элементы,

эволюция которых предопределяет их появление. Эти и многие другие данные в совокупности свидетельствуют о том, что определенные группы эндогенных рудных месторождений обязаны своим происхождением не развитию верхней оболочки Земли — земной коры, а процессам, протекавшим на значительных глубинах в мантийных оболочках планеты, и функционированию подкоровых магматических очагов и их рудоносных дериватов.

Иными словами, между развитием структур земной коры и проявлением указанных групп эндогенных рудных месторождений во многих регионах не устанавливается прямой (линейной) зависимости; она имеет значительно более сложный характер, обусловленный, с одной стороны, развитием мантийных рудогенерирующих очагов, очевидно, под влиянием интрателлурических тепломассопотоков, с другой — наложенным характером глубинных магматических и рудных образований на различные структуры земной коры вне причинной связи с этапами их развития, когда структуры земной коры (разных типов и рангов) и образующие их геологические формации выступают только как благоприятные или неблагоприятные для локализации мантийного оруденения. Признание этого положения не отвергает главного принципа «традиционной металлогении» о том, что формирование рудных месторождений является одной из сторон эволюции земной коры, но значительно видоизменяет его, так как в своем историческом развитии «мантийные» рудные месторождения не связаны источниками рудного вещества с процессами осадконакопления, корового магматизма и метаморфизма. Эти процессы активно влияют на структурные условия локализации и генетический тип «мантийных» месторождений, но не определяют их появление и состав главных рудных элементов. Важно подчеркнуть, что в последнее время стала более очевидной возможность параллельного (одновременного) формирования рудных месторождений, связанных с принципиально различными событиями, протекавшими на уровне разных геосфер Земли [12, 39]. Это усложняет выявление закономерностей размещения месторождений в структурах земной коры, но вместе с тем открывает новые возможности для понимания особенностей проявления «мантийных» месторождений и открытия новых их типов.

Анализ особенностей размещения эндогенных рудных месторождений в земной коре, в особенности значительных по масштабам, показывает, что в настоящее время наряду с «традиционной металлогенией», занимающейся изучением закономерностей проявления рудных месторождений в связи с эволюцией конкретных структур земной коры, процессами осадконакопления, корового магматизма и метаморфизма, назрела необходимость более глубокого и всестороннего исследования вопросов связи рудных месторождений с подкоровыми зонами Земли и закономерностей локализации «мантийных» месторождений в структурах земной коры. Это направление металлогенических исследований целесообразно назвать «нелинейной металлогенией», подчеркнув этим термином (вслед за другими науками, например, нелинейной акустикой и оптикой) отсутствие прямых, линейных зависимостей между определенными природными явлениями: в данном случае между эволюцией определенных структур земной коры и проявляющимися в их пределах «мантийными» рудными месторождениями. Нелинейная металлогения — зарождающееся научное направление о закономерностях проявления рудных месторождений в структурах земной коры в связи с эволюцией глубинных оболочек тектоносферы Земли; оно связано в первую очередь с изучением геохимических особенностей пород мантии, выявлением неоднородностей ее состава, а также глубинного строения рудных районов с месторождениями, для которых предполагаются мантийные источники рудного вещества. Определяющей задачей этого научного направления является выявление взаимосвязей подкорового строения рудоносных площадей со структурами земной коры и на этой основе установление новых закономерностей размещения рудных месторождений в верхней оболочке планеты под влиянием

глубинных процессов. Следует подчеркнуть, что в настоящее время фактический материал о связях оруденения с мантийными частями тектоносферы находится еще в стадии накопления и всестороннего осмысливания. При анализе размещения эндогенных месторождений в структурах земной коры с позиций «нелинейной металлогении» в значительной мере еще постулируются два основных положения: связь некоторых групп месторождений с подкоровыми частями планеты, мантийными магмами или их дифференциатами и возможность параллельного проявления в земной коре рудных процессов, обусловленная развитием разных геосфер Земли [39].

В связи с этим в настоящей статье эти вопросы будут рассмотрены более детально. Отметим, что указанные положения базируются уже на значительном фактическом материале, причем он стремительно увеличивается с каждым годом, поэтому, очевидно, более правильно говорить не столько о постулировании этих положений, сколько о необходимости более глубокой аргументации еще широко не признанных металлогенических представлений.

К ВОПРОСУ ОБ ИСТОЧНИКАХ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА

В работах последнего десятилетия В. И. Смирнов значительное внимание уделил вопросам источников рудного вещества, формирующих месторождения [20, 29, 30]. Он неоднократно подчеркивал важность изучения этих вопросов для более глубокого познания региональных закономерностей проявления месторождений. Именно это обстоятельство придает проблеме «источники рудного вещества эндогенных месторождений» особое значение, так как она приобретает большой практический смысл прежде всего как проблема, решение которой связано с совершенствованием металлогенических исследований, разработкой новых научных подходов к выявлению закономерностей проявления в земной коре крупных по масштабам рудных месторождений. В. И. Смирнов [29, 30], рассматривая вопросы об источниках вещества эндогенных месторождений, подчеркивал, что по источникам рудообразующего вещества эндогенные месторождения минерального сырья принято разделять на три группы.

1. Месторождения с рудообразующим веществом внемагматического происхождения, мобилизованным химически активными горячими водными растворами, фильтрующимися сквозь различные, в том числе осадочные горные породы верхних частей земной коры.

2. Месторождения с рудообразующим веществом ассимиляционного происхождения, связанным с полигенной гранитоидной магмой земной коры.

3. Месторождения с рудообразующим веществом, поступившим из ювенильной базальтоидной магмы глубинного подкорового происхождения.

Для нас важна сейчас третья группа месторождений и аргументация В. И. Смирнова их связи с подкоровыми, мантийными источниками. В. И. Смирнов отмечает, что подобные месторождения возникают в условиях устойчивого растяжения участков земной коры, которые проявляются наиболее отчетливо на ранней, собственно геосинклинальной стадии развития земной коры и в рифтовых зонах. В обоих случаях земная кора в зонах рудообразования имеет незначительную мощность, точнее, по современным данным, в трогах эвгеосинклиналей и в рифтовых зонах практически отсутствует континентальная кора и в виде субстрата проявляется палеокора океанического типа. В указанных зонах широко развиты эндогенные месторождения, тесно связанные с эволюцией базальтоидной магмы, которая возникает в магматических резервуарах нижних слоев базальтового слоя или мантии. К этим месторождениям относятся магматические хромитовые с осмием и иридием в связи с ультраосновными комплексами, платины и титаномагнетитовые в связи с габброи-

дами, а также осадочно-гидротермальные колчеданные месторождения в связи с субмаринными вулканогенными комплексами и скарновые месторождения железа и меди, связанные с гранодиорит-сиенитовыми интрузиями.

В. И. Смирнов справедливо отмечает, что для первых двух групп месторождений глубинные источники рудного вещества не вызывают сомнений. Для колчеданных месторождений этот вопрос более сложен, однако изучение изотопного состава серы в колчеданных месторождениях различного возраста практически однозначно показывает, что «соотношение изотопов серы в сульфидах большинства колчеданных месторождений отличается узким диапазоном вариаций, приближением к метеоритному стандарту, несколько повышенным количеством тяжелого изотопа и изолированным положением за пределами биогенной серы. Все это однозначно свидетельствует о первичном магматическом, скорее всего, мантийном источнике серы колчеданных месторождений» [29, с. 162]. Что касается скарновых месторождений железа и меди, то их связь с мантийными источниками доказывается менее определенно, однако не вызывает сомнений, что они связаны генетически с кислыми дифференциатами базальтоидной магмы, проявляющимися на ранних стадиях развития геосинклиналей.

На платформах В. И. Смирнов выделяет три группы месторождений, для которых он предполагает мантийные источники рудного вещества: медно-никелевые месторождения в связи с траппами, алмазоносные кимберлиты и карбонатитовые месторождения в связи с массивами ультраосновных щелочных пород. О глубинном происхождении этих месторождений свидетельствуют данные о изотопном составе серы и углерода и физических параметрах образования минералов и пород. Важно подчеркнуть, что В. И. Смирнов ввел в геологическую практику понятие об уровнях сепарации рудообразующих веществ, показав, что для глубинных, мантийных, месторождений могут быть намечены три уровня сепарации рудного вещества из мантии: а) на большой глубине в первичных подкоровых очагах; б) на средней глубине в промежуточных магматических очагах; в) на малой глубине в верхней части земной коры, в зоне раскристаллизации рудоносной магмы. В. И. Смирнов приходит к важному для нас выводу, что «источники рудообразующих веществ перечисленных месторождений находятся в области верхней мантии на глубине до первых десятков и, возможно, сотен километров; их сепарация от рудоносных базальтоидных расплавов происходит в колонне высотой от мантии почти до поверхности Земли, но чаще всего в промежуточных очагах на глубине до десятка километров; локализация рудных залежей в основном осуществляется в верхней зоне земной коры в интервале глубиной от первых километров до поверхности Земли или дна моря» [29, с. 169]. В развитие сказанного следует отметить, что М. Н. Годлевский и А. И. Лихачев [10] на основе анализа нового фактического материала убедительно показали, что промышленные скопления медно-никелевых сульфидов связаны с дифференциацией мантийного вещества на стадиях зарождения, внедрения и становления (кристаллизации) магматических масс. При этом процесс формирования залежей медно-никелевых руд претерпевает сложный, многоэтапный путь развития, связанный с двухкратным плавлением мантийных пород и поздней дифференциацией рудоносных магм уже в пределах земной коры. Дифференциация на стадии внедрения магм приводит к эшелонированному строению магматических колонн и концентрации сульфидов в определенных интервалах, а при кристаллизации рудоносных магм в конечных камерах на верхних уровнях земной коры происходит стратификация массивов с накоплением сульфидов в придонных их частях.

Важно подчеркнуть, что В. И. Смирнов проанализировал также эволюцию источников эндогенного рудообразования в истории развития земной коры и показал, что роль ювенильных подкоровых источников рудного вещества направленно возрастает от архейской металлогениче-

ской эпохи к герцинской и уменьшается в киммерийское и альпийское время.

Подкоровые источники рудного вещества особенно характерны, по его мнению, для зоны перехода от континента к океану и собственно океаническим структурам. Ранее нами отмечалось, что для рудных месторождений областей тектоно-магматической активизации мы вправе говорить о глубинных, подкоровых, источниках рудного вещества [36]. При этом для месторождений Забайкалья это положение аргументировалось результатами изучения состава серы в сульфидах молибденовых, вольфрамовых и флюриотовых месторождений, где гомогенность и близкий к метеоритному состав серы свидетельствуют достаточно определенно о ее подкоровом источнике [24].

В последние годы для многих рудных месторождений разных регионов доказывается их связь с мантийными источниками. Причем это не только рудные образования, связанные с ультраосновными и основными магмами, но и оловянные, вольфрамовые, молибденовые, золотые, ртутные, флюоритовые и другие месторождения, ассоциирующие с кислыми и щелочными породами. Так, В. Л. Барсуков и Л. В. Дмитриев [3] предложили новую модель образования оловоносных диорит-дацитовых и дацит-липаритовых комплексов из мантийных источников и показали, что эти рудоносные породы возникли из подкоровых гранатовых пироксенитов, обогащенных рудным веществом.

Группа японских исследователей [40] опубликовала интересный материал по геохимии фтора в базальтах из континентальных и океанических районов. Они проанализировали более 300 образцов различных базальтов и связанных с ними пород из континентальных (юго-запад США, Заир, Декканское плато и Южная Африка) и океанических регионов (Гавайи, Срединно-Атлантический хребет между 23 и 40° с. ш.). Было показано, что из всех главных компонентов этих пород фтор хорошо коррелируется только с K_2O. Содержание фтора обычно увеличивается от толеита к субкалиевому базальту на континентах и от толеита к нефелиниту на Гавайских островах. Предполагается, что фтор первоначально фиксируется во флогопите из верхней мантии, при этом допускается, что флогопит верхней мантии содержит около 10% K_2O, 0,4% F и 4% H_2O. На основании соотношений H_2O/F делается вывод о том, что различные типы базальтовых магм возникли в результате частичного плавления мантийных перидотитов и они меняют свой химический состав в процессе фракционирования при продвижении к земной поверхности.

Говоря о глубинных источниках рудных элементов, следует отметить исследования Н. А. Озеровой, посвященные геохимии ртути [21]. Этим исследователем, вслед за В. А. Кузнецовым, достаточно убедительно показано, что ртуть имеет мантийное происхождение и проявляется на земной поверхности в связи с процессами дегазации глубинных зон планеты. Допускается, что первичная мантия по составу близка составу каменных метеоритов — хондритов. Известно, что уровень содержания ртути в этих породах значителен, в среднем $2 \cdot 10^{-4}$% (при кларке $4{,}5 \cdot 10^{-6}$%), без учета углистых метеоритов, где содержание ртути еще более высокое [21].

Здесь нельзя не упомянуть некоторые интересные зарубежные исследования, в которых доказывается связь гранитов и оруденения с подкоровыми оболочками. Так, А. Рутенберг и Л. Файф [42] в провинции Нью-Брансуик (США) выделяют мантийные граниты, с которыми связаны месторождения молибдена, меди, свинца и цинка. Дж. Ватсон [44] подчеркивает возможность ассоциации месторождений олова, бора и фтора с кислыми интрузиями глубинного происхождения. Иными словами, уже накоплен значительный фактический материал о связи рудных месторождений с мантийными, глубинными, частями нашей планеты. Можно говорить по крайней мере о семи крупных группах эндогенных месторождений, для которых достаточно убедительно аргументируется их связь с глубинными мантийными источниками рудного вещества. К та-

ким «мантийным» месторождениям относятся следующие: хромитовые, медно-никелевые, колчеданные, некоторые оловянные и вольфрамовые, молибденовые и медно-молибденовые (главным образом порфирового типа), золото-серебряные и ртутные, сурьмяные и флюоритовые «эпитермального» типа. Кроме того, мантийные источники вещества доказываются для алмазоносных кимберлитов и редкоземельных карбонатитовых месторождений.

Главные особенности семи основных групп эндогенных «мантийных» месторождений приведены в табл. 1. В ней также отражены некоторые характерные структурно-геологические обстановки проявлений «мантийных» месторождений, свидетельствующие о связи месторождений с зонами растяжения и крупными разломами консолидированной земной коры.

Таким образом, имеется значительный фактический материал, свидетельствующий о том, что некоторые, достаточно многочисленные группы рудных месторождений связаны источниками рудного вещества с подкоровыми, мантийными, зонами планеты.

О ПАРАЛЛЕЛЬНОМ ПРОЯВЛЕНИИ РУДНЫХ ПРОЦЕССОВ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

При выявлении закономерностей размещения рудных месторождений в земной коре обычно признается, что для каждой стадии развития конкретных структур характерны определенные группы рудных месторождений (рудных формаций). Нет необходимости приводить примеры, так как они хорошо известны [5, 26, 37]. Важно подчеркнуть, что геологическое и металлогеническое развитие конкретных регионов практически всегда предполагает последовательное (иногда цикличное) формирование тектонических структур и рудных месторождений. Для континентального блока земной коры такая общая, идеализированная последовательность формирования тектонических мегаэлементов (и соответствующих им групп рудных формаций) может быть представлена следующим рядом: геосинклиналь — (эпигеосинклинальная область) — складчатая область — (область начального плитообразования) — платформа — область автономной тектоно-магматической активизации [5, 26, 34, 37]. Последовательное проявление геологических (в том числе и рудных) процессов считается ведущей формой их развития. В то же время постепенно накапливающийся фактический материал, в особенности по геологическому строению и типам рудных районов Тихоокеанского сегмента Земли, вступает в противоречие с изложенными выше представлениями. Эти противоречия заключаются в том, что в пределах этой глобальной структуры достаточно широко развиты так называемые полиформационные рудные районы и месторождения, в пределах которых совместно проявляются минеральные ассоциации, характерные для рудных формаций (месторождений) разных стадий развития земной коры [15]. Здесь пространственно совмещены в одних рудных районах (и даже рудных полях), например, высокотемпературное оловянно-вольфрамовое оруденение грейзенового типа, характерное для орогенной стадии развития геосинклиналей, и полиметаллическая, ртутно-сурьмяная и флюоритовая минерализация, типичная для областей тектоно-магматической активизации. В известном рудном районе Беттл Маунтин (Невада, США) высокотемпературные молибденовые месторождения кварцевого типа проявляются в одних рудных полях в пространственной ассоциации со скарнами, сопровождаемыми медным (халькопиритовым) оруденением. Данная минерализация связана с лейкократовыми монцонитами, по-видимому, мелового возраста. Одновременно с этими рудными образованиями формируются свинцово-цинковые и сурьмяные месторождения. В районе Франт Рэндж (Колорадо, США) полиметаллические и вольфрамовые месторождения тесно ассоциируют с золото-серебряным оруденением. Подобное совмещение в пространстве и во времени разных рудных формаций устанавливается и в других рудных районах западных штатов США [41]. На

Таблица 1. Главные особенности основных групп «мантийных» месторождений

Месторождения	Структурно-геологические обстановки проявления	Магматические	Минералого-геохимические	Строение тектоносферы
Хромитовые	Зоны раздвига океанической, реже континентальной коры; приуроченность к глубинным разломам на сочленении жестких структур с прогибами	Связь с ультраосновными породами дунит-гарцбургитовой формации, представляющими блоки мантийного субстрата(?)	Существенно оливиновые вмещающие породы; сопровождающие элементы — Ni, Co, Pt	Уменьшенная мощность земной коры; неглубокое залегание мантии; пластины мантии в земной коре
Медно-никелевые	Зоны глубинных разломов на платформах и в геосинклинально-складчатых областях на сочленении жестких блоков с прогибами или блоков с разным геологическим строением	Связь с ультраосновными и основными породами разных формаций (производными подкоровых магм)	Сопровождающие элементы — Co, платиноиды, изотопный состав серы близок составу серы метеоритов	Уменьшенная мощность гранитного слоя, значительная — базальтового; валообразные воздымания поверхности M
Колчеданные	Зоны раздвига океанической, реже континентальной коры; приуроченность к зонам разломов в троговых частях геосинклиналей, часто на сочленении с блоками ранней консолидации	Субмаринные вулканогенные формации андезитовых магм	Сопровождающие (маркирующие) элементы —Co, Ni (уральский тип месторождений); соотношение $^{32}S/^{34}S$, приближающееся к метеоритному стандарту (мантийный тип)	Увеличенная мощность базальтового слоя, валообразные его поднятия; в случае раздвига континентальной коры: приуроченность к поднятиям базальтового слоя и поверхности M; палеозоны Беньофа
Оловянные и вольфрамовые	Зоны глубинных разломов в областях тектоно-магматической активизации; блоковое строение субстрата; скрытые «сквозные» разломы; кольцевые структуры	Связь с интрузивно-вулканогенными приповерхностными формациями умеренно-кислых и кислых пород; для некоторых регионов характерно антидромное развитие магматизма, высокие отношения K/Rb в рудоносных магматических комплексах	Месторождения представлены несколькими сложными многостадийными формациями с развитием поздних полиметаллических, халцедоновых, карбонатных стадий; характерна медная минерализация; формирование в условиях «сброшенного» давления; сопровождающие маркирующие элементы в рудных минералах и турмалинах — Cr, Ti, Co, Ni, V; изотопный состав серы близок к метеоритному	Уменьшенная мощность континентальной коры при валообразных поднятиях базальтового слоя и мантии; резкие перепады мощности земной коры, глубокие зоны разуплотнения

Таблица 1 (окончание)

Месторождения	Структурно-геологические обстановки проявления	Магматические	Минералого-геохимические	Строение тектоносферы
Молибденовые и медно-молибденовые	Области тектоно-магматической активизации, *реже зоны* раздвига океанической коры (эвгеосинклинали); наложенные континентальные вулканические *пояса*, *рудоконтролирующие* зоны глубинных разломов	Связь с субвулканическими многофазными интрузиями гранодиорит-гранитной формации	Многостадийный характер проявления рудного процесса; изотопный состав серы близок к *метеоритному*	Уменьшенная мощность гранитного слоя; валообразные поднятия *базальтового слоя* и мантии; палеозоны Беньофа
Золото-серебряные	Зоны глубинных разломов в континентальных вулканических поясах, реже бортах, угленосных депрессиях; кольцевые структуры; клавишное строение консолидированного субстрата	Сложные вулкано-плутонические дацит-липаритовые формации	Многостадийные, сложноминеральные, часто телескопированные *месторождения*; ассоциация Au и Co; соотношение изотопов Sr, свидетельствующее о его мантийном происхождении [11]	Зоны перехода от *континентальной* коры к океанической; иногда близкая мантия; возможная связь с палеозонами Беньофа
Ртутные, сурьмяные, флюоритовые («эпитермальные»)	Зоны глубинных разломов в областях тектоно-магматической активизации; локализация месторождений на сочленении (пересечении) разрывов с жесткими блоками континентальной коры; внутригеосинклинальные разломы в обрамлении зон ранней консолидации	Связь с основными щелочными комплексами; сложные дайковые пояса, трассирующие рудоконтролирующие разломы	Многостадийные *месторождения* с генеральной последовательностью стадий — F, Au, Sb, W, Hg. Ассоциация месторождений Hg и Sb с месторождениями Ni и Co (Тува), реже — W и Au; сходство изотопного состава Hg и S с метеоритным; присутствие в ферберите Cr, *Ni*, Co	*В некоторых* районах уменьшенная мощность земной коры; близкая мантия (h = 20—25 км); клавишное строение корового субстрата и мантии
Общие особенности «мантийных» месторождений	Зоны (пояса) раздвигов океанической и континентальной коры (*троги геосинклиналей*, рифтовые зоны), области тектоно-магматической активизации (дейтерогенеза); в их *пределах — зоны глубинных сквозных* разломов [32, 35]; наличие консолидированных блоков субстрата; кольцевые структуры	Связь с ультраосновными и основными магмами, их кислыми производными; часто антидромный характер развития магматизма в приповерхностных условиях; *интрузивно*-вулканические ассоциации	*Соотношение изотопов* S и Hg, сходное с метеоритными; соотношение изотопов стронция, указывающее на их мантийную *природу* [11]; присутствие в рудах «маркирующих мантию» элементов — Co, Ni, Cr, Ti	Уменьшенная мощность гранитного слоя; валообразные поднятия базальтового слоя и мантии; *блоковое* строение мантийного субстрата, иногда выведенного на поверхность; «сквозные» колонны *разуплотненного вещества* (*пород*), уходящие на глубину 80—100 км; связь с зонами Беньофа

Щербаковском месторождении Приморья образование галенит-сфалеритовых тел сопровождается формированием флюорит-слюдисто-топазовых грейзенов. Следует подчеркнуть, что факты одновременного проявления существенно различных рудных месторождений в пределах одного рудного поля или района давно привлекали внимание исследователей. Примером этого могут служить известные месторождения Рудных гор в Центральной Европе, где в единых рудных полях образуются практически одновременно минеральные образования многих рудных формаций — от высокотемпературных оловянно-вольфрамовых грейзенового и кварцевого типов до полиметаллических и флюорит-баритовых жил.

В отечественной литературе, пожалуй, впервые с металлогенических позиций на пространственное совмещение разных минеральных образований обратила внимание Н. В. Петровская. Ее интересная работа, написанная около 30 лет назад, не потеряла своего значения и в настоящее время [22]. Н. В. Петровская на примере Енисейской рудной провинции выявила своеобразные взаимоотношения рудоносных гидротермальных образований и пегматитов. Кроме того, она показала, что в некоторых рудных провинциях (Енисейский кряж, Восточное Забайкалье), «характеризующихся сложной металлогенией, рудопроявления различных типов обнаруживают признаки не последовательного, а независимого, в известной мере параллельного развития во времени» [22, с. 330]. В Енисейском кряже такое параллельное, независимое развитие имеют, будучи совмещенными в пространстве, золото-кварцевые жилы и пегматиты, а в Восточном Забайкалье — золотое и молибденовое оруденение. Для нас особенно важен вывод Н. В. Петровской о том, что в одну и ту же металлогеническую эпоху в пределах ограниченных площадей возможно существование не одного, а нескольких источников рудоносных растворов. Н. В. Петровская справедливо отмечает (и здесь необходимо полностью процитировать представления этого исследователя), что «ограниченное развитие и четкая приуроченность полей пегматитов к обнаженным на эрозионной поверхности апикальным частям интрузивных тел, а также наличие в последних шлировидных обособлений пегматитов свидетельствует о связи пегматитов с камерами, расположенными в верхних горизонтах магматических очагов. Источником золотого оруденения ... зона развития которого, как отмечалось, пересекает экзоконтактовые ореолы гранитных массивов, могли быть только камеры в глубоких частях плутонов. Приведенные соображения позволяют также поставить вопрос о расположении (по крайней мере в отдельных крупных районах) источников рудоносных растворов на значительно больших глубинах по сравнению с камерами, отделявшими пегматитообразующий богатый флюидами расплав» [22, с. 330]. Иными словами, на примере рудных образований Енисейского кряжа Н. В. Петровской четко показана возможность параллельного, одновременного проявления существенно различных рудных образований, генетически связанных с источниками, расположенными на разных уровнях. При этом такое совмещение месторождений имеет место в пределах достаточно ограниченных по площади рудоносных территорий.

Позднее Р. М. Константинов [15] выделил особый полиформационный тип рудных формаций, которые проявляются в тех случаях, когда в пределах рудного района почти одновременно формируются месторождения, связанные с различными магматическими источниками. В таких районах иногда проявляются одновременно рудные формации золота и олова, золота и бериллия, молибдена и олова, флюорита и киновари и др. Их появление связано с одновременным функционированием различных по составу и металлогенической специализации источников рудного вещества. На примере Балейского рудного района он показал возможность одновременного формирования в пределах одного рудного поля золотых, молибденовых и вольфрамовых месторождений.

Необходимо отметить, что в некоторых рудных провинциях сближенными во времени оказываются и тектонические процессы, предопреде-

ляющие появление месторождений. Так, например, в Приморье и некоторых районах западного побережья Северной Америки геосинклинальные процессы практически не оторваны от процессов тектоно-магматической активизации и формирования прибрежных вулканических поясов [9, 18]. Последние, в свою очередь, по времени образования соответствуют возникновению некоторых полей океанических базальтов [38].

Важное значение в геологическом строении Тихоокеанского сегмента Земли имеют вулканические пояса, развивающиеся на стыке континентов с океаном. С ними на Азиатском и Американских материках ассоциируют многочисленные месторождения разных типов. В последнее время допускается возможность возникновения вулканических поясов и связанных с ними месторождений в результате дифференциации мантийных магматических очагов на риолитовую и базальтовую составляющие. Если это действительно так, то развитие вулканических поясов Тихоокеанского сегмента Земли происходило независимо от геосинклинальных процессов, но иногда одновременно с ними. Это подтверждается имеющимся фактическим материалом о близком возрасте наложенных вулканических поясов, связанного с ними оруденения и некоторых геосинклинальных прогибов [18, 37]. Например, в северной части Сихотэ-Алинского вулканического пояса достаточно отчетливо устанавливается одновременное проявление вулканических образований с верхнемеловыми геосинклинальными комплексами [38]. Об этом, в частности, свидетельствует постепенный переход по латерали от терригенных образований к вулканитам, широкое развитие в основании пояса шаровых лав андезитов с прослоями кремнистых пород, что указывает на излияние магмы в водную среду, а также общий характер дислокаций геосинклинальных отложений в нижней части вулканического комплекса.

Сходные геологические явления устанавливаются и в других регионах. Ю. А. Билибин [5] отмечал появление нехарактерных ртутно-сурьмяных месторождений в ранние стадии развития геосинклинальных зон уральского типа. Е. Д. Карпова [13] обращала внимание на необходимость отнесения некоторых месторождений Средней Азии и Забайкалья к группе рудных образований, свойственных областям тектоно-магматической активизации, полагая, что хотя они и возникают в пределах геосинклинальных структур, по своей природе связаны с существенно иными тектоническими процессами.

Анализ причин совмещения в пространстве и во времени в пределах Тихоокеанского сегмента Земли месторождений различных рудных формаций позволяет высказать, вслед за Н. В. Петровской, Р. М. Константиновым и другими исследователями, достаточно обоснованное предположение, что полиформационные рудные районы имеют разные источники рудного вещества, которые функционировали во времени параллельно (одновременно). Исследование этих сложных особенностей рудных процессов как части общего геологического развития нашей планеты только начинается; практически еще нет методических приемов для достоверного их познания. Однако и на современном этапе изучения данной проблемы возможно выделение нескольких групп рудных процессов, которые могут проявляться в земной коре одновременно при параллельном развитии рудогенерирующих очагов в пределах разных геосфер. Напомним, что в разрезе Земли по геофизическим данным установлены три основные геосферы: земная кора, мантия и ядро. Все они имеют сложное, слоистое строение. В земной коре наиболее контрастны гранитный (гранито-гнейсовый) и базальтовый слои, неоднородные как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях. Рудные месторождения (формации), связанные с развитием геосинклинальных прогибов, которые закладываются на коре различного типа, ассоциируют главным образом с магматическими породами, имеющими коровое происхождение [28, 29]. Только для месторождений ранних стадий развития геосинклиналей (колчеданных, хромитовых) допускается их связь с подкоровыми магмами [29, 35], хотя не исключено, что эти месторождения порождены магматическими очагами

базальтового слоя. Для рудных формаций платформенных областей предполагаются [25, 28, 37] мантийные источники (медно-никелевая сульфидная, алмазная формации) или резервуары базальтового слоя (карбонатитовая (?), апатит-магнетитовая формации). Рудные процессы, приводящие к образованию месторождений в геосинклинальных зонах и на платформах, проявляются независимо друг от друга, всегда изолированно в пространстве, но они могут совпадать по времени. Гидротермальные месторождения, характерные для областей тектоно-магматической активизации, связаны, как было показано ранее, с подкоровыми зонами [35, 37]. Для них типичны флюоритовые месторождения, источниками фтора которых служат мантийные флогопиты [40]. Месторождения областей тектоно-магматической активизации формируются на платформах и в геосинклинально-складчатых зонах [35, 37]; в последних они выявляются более отчетливо среди консолидированных структур и «затушеваны» в одновозрастных геосинклинальных прогибах. Во многих регионах (Средняя Азия, Казахстан, Забайкалье) образование месторождений областей тектоно-магматической активизации синхронно процессам развития более молодых геосинклиналей, формирующихся на смежных с ними территориях. Принимая самостоятельное существование мантийных рудогенерирующих источников для месторождений областей тектоно-магматической активизации, следует допустить возможность их проявления непосредственно в самих геосинклинальных бассейнах, в условиях проникновения рудоносных гидротерм в водную среду геосинклиналей и их неконсолидированные осадки. Последнее обстоятельство предполагает открытие в осадочных геосинклинальных формациях новых типов гидротермально-осадочных оловянных, вольфрамовых, молибденовых и других месторождений.

Следует остановиться еще на одной группе рудных процессов, которая, очевидно, проявляется одновременно с предыдущими, но генетически не связана с ними и обусловлена развитием в земной коре горизонтальных перемещений крупных геологических масс. В регионах, где такие явления представлены широко (Альпы, Урал), на верхних уровнях земной коры известны фильтрационные месторождения «альпийского типа», на нижних, возможно, возникают метаморфические месторождения в связи с перегруппировкой рудного вещества вдоль горизонтальных зон тектонических нарушений. По-видимому, к этой группе относятся и метаморфизованные месторождения гранулитового кварца. По нашим представлениям, горизонтальные перемещения крупных геологических масс — закономерное явление в развитии нашей планеты; не исключено, что в ее геологической истории они являются следствием многочисленных вращательных движений, действующих в Солнечной системе и Галактике.

Таким образом, на современной поверхности земной коры в пределах ее разных тектонических элементов на территории крупных регионов, реже на локальных рудоносных площадях фиксируются рудные процессы в виде определенных групп месторождений (рудных формаций), которые проявлялись параллельно (одновременно), но генетически связаны с принципиально различными событиями, протекавшими на уровне разных геосфер Земли. Наиболее отчетливо выделяются три группы таких месторождений: а) связанные с развитием геологических структур земной коры, источниками рудных растворов которых являются коровые магмы; б) «мантийные» рудные месторождения, источники рудного вещества которых находятся в глубинных, подкоровых зонах и, очевидно, связаны с существованием «рудных» неоднородностей в мантии; в) месторождения, возникающие при перемещении крупных блоков верхних слоев тектоносферы. В табл. 2 приводится самая общая схема параллельного проявления рудных процессов в некоторых крупных структурах земной коры, отражающая представления автора о возможных сочетаниях месторождений разных групп в различных рудных провинциях и районах.

Таблица 2. Схема параллельного проявления рудных процессов в земной коре

Характерные особенности	Платформы	Геосинклинально-складчатые зоны	
		фемические (уральский тип)	сиалические (дальневосточный тип)
Строение субстрата (фундамента)	Консолидированные складчатые зоны разных типов	Базальтовый слой	Геосинклинальные зоны разных типов, реже платформы
Предполагаемый разрез тектоносферы	Мощная кора с раздувами базальтового слоя; иногда приподнятая мантия	Мощный базальтовый слой при практическом отсутствии гранитного с выступами верхней мантии	Мощный гранитный слой, погруженная мантия (континентальный тип коры)
Области (геосферы) развития первичных рудогенерирующих очагов	Мантия; базальтовый слой (?)	Базальтовый слой, мантия (?)	Гранитный слой
Главный тип месторождений	Медно-никелевые, апатитовые, алмазоносные кимберлиты, редкоземельные карбонатиты	Хромитовые, платиновые, железорудные, скарновые, колчеданные (медь, свинец, цинк)	Оловянные, вольфрамовые, молибденовые, золоторудные высокотемпературные
Возможные сочетания параллельного (одновременного) проявления рудных месторождений (процессов)			
не совмещенных в пространстве	. . . . .	××××××××××××	~~~~~~~~~~~~
совмещенных в пространстве	. . . . .	××××××××××××	~~~~~~~~~~~~
	————————	————————	————————
	++++++++++	—·—·—·—·—?—·—·—·—	—·—·—·—·—·—·—
		++++++++++++	++++++++++
Предполагаемые месторождения (практическое значение схемы)	Гранулированного (чистого) кварца в фундаменте (+++)	Осадочно-гидротермальные сурьмяные, ртутные джеспероидного типа (———); возможно, флюоритовые (?) и сурьмяно-вольфрамовые (———)	Осадочно-гидротермальные оловянные, сурьмяно(?)-вольфрамовые, молибденовые (—·—·—), золото-серебряные

Примечание. Знаками показана связь рудных месторождений с развитием определенных структур земной коры и областями (геосферами) проявления первичных рудогенерирующих очагов, ... — *платформы и мантия*; геосинклинально-складчатые зоны: ×××× — *фемический тип и базальтовый слой*, ~~~~~~~~~~ — *сиалический тип и гранитный слой*; — — — — *области тектоно-*

ОСАДОЧНО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ РУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ИХ МЕСТО В НЕЛИНЕЙНОЙ МЕТАЛЛОГЕНИИ

С проблемами нелинейной металлогении тесно связан вопрос о причинах проявления в структурах земной коры стратиформных гидротермально-осадочных и вулканогенно-осадочных рудных месторождений. Изучению вулканогенно-осадочных полиметаллических месторождений колчеданного типа, как известно, В. И. Смирновым уделено значительное внимание. Им показано, что эти месторождения возникают в условиях растяжения земной коры в связи с проявлением базальтоидных магм на

Области тектоно-магматической активизации	Вулканические пояса (Тихоокеанского сегмента)	Океанические рифтовые зоны	Зоны горизонтальных смещений крупных геологических масс
Платформы, геосинклинально-складчатые зоны разных стадий развития, срединные массивы	Геосинклинально-складчатые зоны, срединные массивы	Базальтовый слой	Среда развития — гранитный и базальтовый слои
Уменьшенная мощность земной коры при подчиненном значении гранитного слоя и малых глубинах залегания мантии	Континентальный тип коры с неглубоко залегающей мантией	Океанический тип коры с существенно приподнятой мантией	Многовариантный
Верхняя мантия	Верхняя мантия (?)	Базальтовый слой, верхняя мантия	Гранитный и базальтовый слои
Pb, Zn, U, F, Mn, Au, Sb, Hg, Sn, W среднетемпературные, эпитермальные, телетермальные	Медно-молибденовые, золото-серебряные, оловянные боливийского типа, флюоритовые	Полиметаллические, марганцевые (рудоносные рассолы, осадки, гели)	Месторождения «альпийского типа»; гранулированного кварца
————————	—·—·—·—·—·—	VVVVVVVVV	++++++++++
———————— —·—·—·?—·—·—· ++++++++++	—·—·—·—·—·—·— ———————— ++++++++++	VVVVVVVVV ++++++++++	
Золото-серебряные (—·—·—)	Сурьмяно-ртутные(?), ртутно-вольфрамовые (———)	Фтороносные (флюоритоносные) осадки и рассолы (VVV)	Метаморфогенные месторождения разных типов (+++)?

магматической активизации и верхняя мантия; —·—·— — вулканические пояса и верхняя мантия (?); VVV — океанические рифтовые зоны и базальтовый слой; +++ — зоны горизонтальных смещений крупных геологических масс в гранитном и базальтовом слоях.

ранних стадиях развития эвгеосинклиналей. Наиболее благоприятные условия для проявления месторождений возникают в троговых зонах геосинклиналей, ограниченных глубинными разломами типа зон Беньофа. В такой структурной обстановке на поверхность часто выведены блоки древней коры океанического типа, на которых закладываются геосинклинальные прогибы, характеризующиеся проявлением вулканогенных субмаринных формаций с колчеданными рудами, несущими признаки гидротермально-осадочных образований. Такие месторождения были практически единственными серьезными промышленными объектами, для которых допускалось образование руд в условиях водной среды геосинклинальных ванн. В настоящее время известно уже значительное число месторождений разных металлов, для которых доказывается, правда с раз-

личной степенью обоснованности, гидротермально-осадочный генезис. К таким месторождениям относятся: медноколчеданные в связи с субмаринными вулканогенными раннегеосинклинальными комплексами (Урал, Кипр, Япония); свинцово-цинковые (с медью) в сложных терригенных комплексах палеорифтовых (?) зон (Маунт-Айза, Здесь Ваша Удача, Австралия; Сулливан, Канада; Филизчай, Кавказ; Мегген, ФРГ); свинцово-цинковые в карбонатных формациях платформенного типа в обрамлении областей тектоно-магматической активизации (Пайн-Пойнт, Канада; Миргалимсай, Казахстан); сурьмяные, сурьмяно-ртутно-вольфрамовые, вольфрамовые (шеелитовые) и ртутные (слагающие единую серию рудных образований) в черносланцевых геосинклинальных комплексах с прослоями метаэффузивов и известняков (Турция, Альпы, Киргизия); вольфрамовые (шеелитовые) в метаморфических сланцах, гнейсах и мраморах (Австрия, Аргентина); шеелит-галенитовые в углисто-доломитовых геосинклинальных известняках (Тянь-Шань); шеелит-флюоритовые в песчанисто-карбонатных породах черносланцевых геосинклинальных толщ (Ориоль, Л'ом-О, Франция); касситеритовые в докембрийских (?) метаморфических комплексах (Рудные горы; Карелия) и геосинклинальных кварцитах силура (Боливия); молибденовые в черносланцевых комплексах (Средняя Азия, Альпы) и докембрийских гнейсах (Южная Норвегия); золотые в углеродистых геосинклинальных комплексах (Тянь-Шань; Австралия); серебряные в песчаниках и сланцах озерных отложений (месторождения бедных серебряных руд); флюоритовые и флюорит-полиметаллические в карбонатных породах на периферии областей тектоно-магматической активизации; флюоритовые в озерных отложениях молодых вулканических областей (Рома, США; Сориком, Италия); баритовые (с полиметаллами) в карбонатных комплексах активизированных (?) участков платформ (Шофонтен, Бельгия); бериллиевые в осадочно-вулканогенных комплексах молодых вулканических поясов (США, Мексика); никель-кобальт-арсенидные в терригенно-вулканогенных геосинклинальных комплексах (Яули, Перу); полиметаллические в современных рифтовых зонах материков и океанических хребтов (Красное море, Галапагосский рифт).

Выше далеко не полностью перечислены все типы гидротермально-осадочных месторождений, известные в настоящее время, и с каждым годом выявляются новые группы подобных месторождений. Обращает на себя внимание, что по гамме рудных элементов эти месторождения практически аналогичны месторождениям, характерным для областей тектоно-магматической активизации, которые имеют подкоровые источники рудного вещества. Для проявления указанных гидротермально-осадочных месторождений наиболее благоприятны следующие три тектонические обстановки. Первая, наиболее значительная группа месторождений, формируется в условиях отчетливо выраженного растяжения земной коры: в троговых частях геосинклиналей или рифтовых зонах материков и океанических хребтов. Это в основном медноколчеданные, серноколчеданные и свинцово-цинковые (колчеданного типа) месторождения. При этом медноколчеданные и серноколчеданные месторождения отчетливо связаны с вулканогенными геосинклиналями, в которых широко развиты спилит-кератофировые и карбонатные формации, тогда как собственно полиметаллические месторождения, в которых свинцовая минерализация является ведущей, формируются наиболее часто в условиях палеорифтовых зон и современных рифтов при более широком развитии терригенных формаций (месторождения Сулливан, Маунт-Айза, Мегген, Филизчай и др.). К этой же группе относятся современные месторождения свинца и цинка, возникающие в молодых рифтовых зонах и представленные природными рудными гелями и неконсолидированными рудоносными осадками (Красное море, Галапагосский рифт). Вторая группа объединяет рудные образования вольфрама, олова, молибдена, ртути, сурьмы, флюорита, кобальта, возможно, золота и серебра, для которых допускается их связь с процессами тектоно-магматической активизации, проявл-

ляющимися в водной среде геосинклинальных ванн в связи с зонами наложенных разломов, служивших подводящими путями для рудоносных растворов (стратиформные месторождения вольфрама, сурьмы, ртути, молибдена Альп и Турции; ртутно-сурьмяные с флюоритом Тянь-Шаня и др.). Еще раз подчеркнем, что по набору рудных элементов эти месторождения соответствуют месторождениям областей тектоно-магматической активизации, формирующимся в континентальных условиях консолидированных складчатых областей и платформ. Важно отметить, что многие осадочно-гидротермальные месторождения этой группы по изотопному составу серы относятся к «мантийным» месторождениям.

Третья группа месторождений формируется в областях тектоно-магматической активизации и в окраинно-континентальных поясах и связана с проявлением оруденения в условиях, когда рудоносные растворы по разломам поступают в водную среду бассейнов, окружающих континентальные области активизации, или озерные водоемы в пределах континентальных структур (наиболее часто в пределах вулканических поясов). К последним относятся некоторые флюоритовые месторождения Италии (Пьянчано, Сориком), серебряные и золото-серебряные месторождения США (Ватерлоо, Крид). Таким образом, многие стратиформные осадочно-гидротермальные месторождения формируются в связи с проявлением крупных разрывных нарушений, в ряде случаев непосредственно затрагивающих океаническую кору и мантию. Для некоторых из них отчетливо устанавливается связь с процессами тектоно-магматической активизации. Рассмотрим более детально некоторые особенности проявления в структурах земной коры месторождений ртутно-сурьмяно-флюоритовой формации, которые образуют переходы между месторождениями крайних минеральных типов и в некоторых регионах ассоциируют с шеелитовыми месторождениями, образуя самостоятельные стратиформные сурьмяно-вольфрамовые и ртутно-вольфрамовые месторождения.

Как известно, в настоящее время широко распространена точка зрения, что месторождения указанной формации образуются в связи с процессами тектоно-магматической активизации и являются своего рода индикаторами этих процессов. Во всяком случае большинство исследователей считают, что ртутно-сурьмяно-флюоритовые месторождения всегда возникают в условиях консолидированных жестких структур — в областях активизации или на поздних стадиях развития складчатых областей. Впервые общие соображения о возможности формирования указанных месторождений на раннем (доскладчатом) этапе развития геосинклиналей высказал Ю. А. Билибин [5]. Спустя многие годы В. И. Бергер [6] показал, что месторождения ртутно-сурьмяно-флюоритовой формации, относящиеся главным образом к джаспероидному типу, возникают в собственно геосинклинальную стадию, до общей инверсии, складчатости и батолитового гранитообразования. Характеризуя эти месторождения, В. И. Бергер, вслед за В. И. Смирновым, подчеркивает необычную стратиформность джаспероидов, сопровождающих оруденение, которые образуют протяженные рудовмещающие горизонты. Он полагает, что джаспероиды формируются в карбонатных породах в результате послойного кремнистого гелевого метасоматоза. В. И. Бергер отмечает, что, кроме ртутно-флюоритовых месторождений Средней Азии, залегающих в карбонатных породах, к сходным по тектоническому положению — раннегеосинклинальным доскладчатым месторождениям относится, например, стратиформное ртутное месторождение Идрия в Югославии. В. И. Бергер пишет: «Сделанное предположение о позиции джаспероидных месторождений в истории развития подвижных областей расходится с представлениями о формировании основной массы сурьмяных и ртутно-сурьмяных месторождений на орогенном (постскладчатом) этапе или в связи с процессами тектоно-магматической активизации» [6, с. 210]. Да, расходится или, точнее, расходилось. Автор настоящей статьи еще несколько лет назад «не воспринимал» эти выводы, однако теперь, с новых позиций о развитии рудных процессов в земной коре [39], они представляются не

только правомерными, но и заслуживающими самого пристального внимания. Возникновение ртутно-сурьмяно-флюоритовых месторождений в раннегеосинклинальную, доскладчатую стадию может ныне интерпретироваться как проявление данного оруденения в связи с процессами тектоно-магматической активизации в условиях водной среды геосинклинальных бассейнов [39]. Такие осадочно-гидротермальные месторождения, естественно, как справедливо отмечает В. И. Бергер, являются доскладчатыми и добатолитовыми. Однако никаких противоречий с представлениями о связи таких месторождений с процессами тектоно-магматической активизации нет. Наоборот, эти данные дополнительно свидетельствуют о параллельном проявлении геологических процессов в земной коре. Следует отметить, что с указанных позиций становятся более понятными некоторые «тонкие» генетические особенности месторождений джаспероидного типа, в частности признаки образования халцедон-кварцевых джаспероидных пород из силикатных гелей. Послойный гелевый метасоматоз карбонатных пород, как предполагают некоторые исследователи [6, с. 196—197], практически невозможен, в то же время возникновение кремнистых гелей при излиянии рудоносных терм в водную среду представляется естественным процессом, находящим подтверждение, например, в современных рудных образованиях Красного моря. Необходимо отметить, что стратиформные сурьмяные и сурьмяно-вольфрамовые месторождения Западной Европы и Турции, возможно, также связаны с процессами тектоно-магматической активизации в пределах геосинклинальных бассейнов. Выявление таких месторождений, которые обусловлены этими процессами, но не в пределах консолидированных структур, где они отчетливо фиксируются, а в развивающихся геосинклинальных бассейнах (осадочно-гидротермальные образования), представляет достаточно сложную задачу. Как справедливо отметил В. И. Бергер [6], это связано не только с преодолением традиционных взглядов на тектонические условия образования месторождений, но и с объективными трудностями восстановления первичной картины рудоотложения, измененной более поздними наложенными геологическими процессами. В интересной и содержательной книге, посвященной сурьмяным месторождениям, В. И. Бергер [6] показал, что складчатость, гранитоидный магматизм, метаморфизм и вулканические проявления, наложенные на зоны ртутно-сурьмяно-флюоритового оруденения джаспероидного типа, приводят к его частичному или полному перерождению вплоть до преобразования в месторождения других формационных групп.

Из известных осадочно-гидротермальных месторождений наиболее детально изучены субмаринные медноколчеданные и свинцово-цинковые в платформенных карбонатных формациях обрамления областей активизации. Другие типы месторождений требуют еще всестороннего изучения. Тем не менее имеются достаточные основания предполагать, что многие стратиформные осадочно-гидротермальные месторождения формируются в связи с геологическими процессами, затрагивающими глубинные, мантийные, части тектоносферы. Во всяком случае для многих месторождений имеются данные о том, что источником их рудного вещества были подкоровые слои. Если это действительно так, а этот вопрос требует еще дополнительного фактического материала, то проблема осадочно-гидротермальных месторождений приобретает иной аспект и может рассматриваться под углом зрения нелинейной металлогении.

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ВОПРОСЫ НЕЛИНЕЙНОЙ МЕТАЛЛОГЕНИИ

Нелинейная металлогения как одно из направлений региональной металлогении или, точнее, рудной геологии только начинает свой путь. Главный смысл ее заключается в выявлении новых закономерностей размещения рудных месторождений в структурах земной коры в зависимости от особенностей развития глубинных, мантийных, слоев тектоносферы. Представления нелинейной металлогении основаны на признании связи некоторых групп рудных месторождений с мантийными источника-

ми и параллельного проявления в земной коре геологических, в том числе и рудных процессов, обусловленных развитием разных геосфер Земли; в настоящее время эти представления еще во многом дискуссионны.

В. И. Смирнов [31], анализируя современное состояние металлогенической науки, отмечал, что среди новейших металлогенических устремлений могут быть отмечены несколько новых концепций. Среди них В. И. Смирнов рассмотрел доменную, стереометаллогеническую, линеаментную, концепцию тектоники плит и формационную и дал им сжатые, но, как всегда, четкие характеристики. Для нас важно подчеркнуть, что сторонники стереометаллогенической концепции пытаются установить связи оруденения с глубинным строением, а сторонники линеаментной, подчеркивая связь рудных месторождений с зонами глубинных разломов и выделяя как главный металлогенический элемент «зоны рудоконцентрирующих разрывных структур» или «глобальных линеаментов», вместе с тем обращают внимание на существование в их пределах параллельно действующих магматических очагов и возможную единую мантийную природу всех крупных рудных концентраций. Эти представления во многом созвучны отдельным положениям нелинейной металлогении и отражают общую тенденцию развития современной металлогенической мысли, признающей все в большей степени генетическую связь некоторых групп рудных месторождений с подкоровыми частями планеты [3, 10, 21, 25, 29, 36 и др.]. Стереометаллогеническая и линеаментная концепции, в различных своих частях затрагивая некоторые элементы представлений нелинейной металлогении, не составляют ее сущности, которая состоит в том, чтобы на основе современных данных дополнить традиционный металлогенический анализ особенностей размещения коровых (геосинклинальных) месторождений представлениями о закономерностях размещения «мантийных» месторождений в структурах земной коры, установить влияние последних на локализацию «мантийных» месторождений с учетом параллельного проявления оруденения в верхней оболочке планеты.

Нелинейная металлогения в значительной степени возникла из дальнейшего анализа особенностей размещения рудных месторождений в областях тектоно-магматической активизации и в уникальном Тихоокеанском сегменте Земли. М. И. Иициксон [12] в работе по металлогении Тихоокеанского сегмента отчетливо показал, что эволюция магматизма и эндогенной металлогении теснейшим образом связана с формированием глубинной структуры Земли и закономерно отражает особенности этих процессов. На эти обстоятельства в последние годы обращали внимание многие исследователи [2, 4, 10, 20, 30, 35]. За рубежом некоторые аспекты влияния внутримантийных процессов на образование эндогенных рудных процессов недавно рассмотрены Я. Земаном [45]; он показал, что новые геолого-геофизические данные свидетельствуют о более тесных, чем предполагалось ранее, связях между эволюцией земной коры и подкоровыми процессами, поэтому при металлогенических построениях необходимо учитывать влияние процессов, происходящих в мантии.

Таким образом, отдельные положения нелинейной металлогении отмечались ранее и уже, по существу, признаны рядом исследователей. В то же время следует подчеркнуть, что изучение закономерностей размещения рудных месторождений в структурах земной коры в связи с подкоровыми процессами только начинается. Оно базируется на недостаточном и очень сложно получаемом фактическом материале, поэтому перед нелинейной металлогенией еще много нерешенных проблем. Одной из важных задач является изучение глубинного строения и геофизических полей рудных районов и наиболее крупных месторождений.

Это направление во многом связано со стереометаллогенией и призвано решать сходные задачи, однако вопрос заключается не только в изучении разреза тектоносферы и выявлении характерных ее особенностей, но и во всестороннем исследовании природы геофизических и прочих полей, свойственных рудным районам и месторождениям, для которых предпо-

лагаются мантийные источники рудного вещества. Выявление характеристик таких полей — новый путь к установлению руководящих поисковых признаков разных типов мантийных месторождений. Так, например, для флюоритовых месторождений большинством исследователей признается их связь с мантийными магмами или их производными.

Анализ особенностей флюоритоносных районов в США показал, что для них характерны повышенные тепловые потоки, связь с положительными аэромагнитными аномалиями и зонами повышенной сейсмичности, при этом отмечается пространственное совпадение флюоритоносных рудных районов с областями низких скоростей распространения сейсмических волн в верхней мантии [43]. При изучении тектоносферы рудоносных площадей с «мантийными» месторождениями необходимо познание прежде всего природы характерных для них геофизических полей. В этом направлении уже достигнуты определенные результаты [17, 31, 37]. Однако геофизические аномалии отражают только современное состояние физических полей, которое во время формирования месторождений, очевидно, было другим. Поэтому необходимо сопоставление геофизических характеристик сходных рудных месторождений в разновозрастных рудных провинциях и выявление обобщенных палеогеофизических характеристик типовых рудных районов. Изучение особенностей строения и состава тектоносферы в рудных районах и выделение типовых их признаков — одна из важнейших задач не только установления поисковых признаков «мантийных» рудных месторождений, но и более глубокого познания особенностей и характера связей геологических структур земной коры с мантией. Многие «мантийные» месторождения, закономерности размещения которых служат примером анализа нелинейной металлогении, связаны с крупными разломами; в некоторых случаях это трансрегиональные разломы или линеаменты, которые являются предметом исследования линеаментной металлогении. По мнению сторонников последней концепции, «рудоконцентрирующие системы нарушений, пересекающие металлогенические зоны с различной рудной специализацией, определяют в местах подобных пересечений возникновение крупных рудных объектов соответствующего профиля» [33, с. 9]. Это положение, по существу, исключает из рассмотрения вопрос о роли мантийных источников в формировании месторождений и сводит всю линеаментную металлогению к вопросу регенерации корового рудного вещества под влиянием рудоконцентрирующих наложенных структур.

Анализ особенностей размещения рудных месторождений, для которых допускается связь с мантийными источниками, показывает, что они действительно связаны с разломами, однако во многих случаях это разломы низких порядков, они не являются трансрегиональными или линеаментами, хотя во всех случаях они глубинные, проникающие, по геофизическим данным, на значительные расстояния по вертикали. В то же время их размеры по простиранию оказываются весьма скромными — от первых десятков до первых сотен километров. «Мантийные» месторождения и рудные поля в структурах земной коры расположены на ограниченных площадях обычно в виде обособленных рудоносных районов, разделенных многими километрами безрудных площадей. Как правило, в их пределах концентрируются значительные по масштабам месторождения, представляющие своеобразные геохимические аномалии. Их размещение в структурах земной коры носит «пятнистый» характер и в полной мере не «поддается» еще объяснению. Создается достаточно уверенное впечатление, что возникновение крупных по масштабам месторождений связано с неоднородностями в мантии, которые могут находиться на разных уровнях и быть достаточно ограниченными по площади.

С проблемами нелинейной металлогении связан комплекс вопросов о рудных неоднородностях в земной коре и мантии и причинах их появления. Исследования показывают, что для мантийных частей Земли наличие геохимических и рудных неоднородностей так же характерно, как и для земной коры [4, 19, 23, 40, 44]. Обращает на себя внимание тот факт,

что месторождения, для которых предполагается мантийный источник рудного вещества, часто представлены весьма крупными по масштабам объектами, тогда как «коровые» обычно менее значительны. Не исключено, что в мантии рудные неоднородности выражены более контрастно; примером могут служить хромитовые и медно-никелевые месторождения. Известно, что до сих пор не разработаны действенные критерии прогноза размещения крупных месторождений, предложенные методики неэффективны. Это, видимо, связано с отсутствием необходимых данных об особенностях распределения рудных неоднородностей в мантии и причинах перемещения рудных элементов из этих областей в верхние оболочки планеты. Поэтому изучение геохимических неоднородностей в мантии, выявление повышенных концентраций рудного вещества в мантийных породах является важной и очень сложной задачей региональной геохимии и металлогении. Методические вопросы решения этой проблемы еще недостаточно ясны, в особенности для регионов с континентальной корой, где мантийные породы практически не выходят на поверхность или имеют крайне ограниченное развитие. Возможно, в регионах с мощной континентальной корой районы развития «мантийных» месторождений будут фиксироваться по тепловым потокам и теплофизическим параметрам коровых горных пород.

Некоторые основные положения нелинейной металлогении, изложенные выше, сформировались у автора не под влиянием авангардистских настроений с целью выделиться оригинальными взглядами [31, с. 15], а сложились в определенную (далеко еще не стройную) систему представлений под влиянием нового фактического материала, особенно по геологии и рудным месторождениям Тихоокеанского сегмента Земли, многие рудоносные регионы которого отличаются специфическим глубинным строением, когда континентальная кора и гранитный слой имеют небольшую мощность (или практически отсутствуют) при широком развитии океанической коры с неглубоко залегающей мантией и даже, возможно, выведенными на поверхность ее мелкими и крупными блоками. Именно в этой глобальной структуре многие вопросы традиционной металлогении, созданной на примере главным образом закончивших развитие геосинклинальных областей, требуют корректировки и нового, более глубокого анализа с учетом всего комплекса имеющихся достижений в смежных направлениях геологических знаний.

НЕЛИНЕЙНАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ И ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПРАКТИКА

Решение прикладных вопросов на основе основных представлений нелинейной металлогении связано с расширением фронта поисковых работ прежде всего на осадочно-гидротермальные месторождения разных металлов и типов. По нашему мнению, в ближайшие годы в Советском Союзе наступит резкий перелом в отношении открытия стратиформных месторождений в геосинклинальных областях, в которых одновременно с их развитием проявлялись процессы тектоно-магматической активизации. Это связано с выявлением новых типов осадочно-гидротермальных месторождений вольфрама (шеелита), олова, золота, сурьмы и других металлов. Более чем вероятно выявление новых метаморфизованных осадочно-гидротермальных месторождений в докембрийских комплексах. Первые находки таких рудопроявлений шеелита в Казахстане позволяют предполагать возможность открытия подобных рудных образований в других регионах страны.

Выявление источников рудного вещества не является для практической геологии праздным вопросом. С ним связано более глубокое познание причин и особенностей развития рудоносных очагов, что, в свою очередь, позволяет достовернее выявлять закономерности размещения рудных месторождений в структурах земной коры, в особенности в связи с процессами, происходящими в мантии. На необходимость выявления региональных источников рудообразующих веществ для целей прогноза

новых месторождений и рудоносных площадей настоятельно обращал внимание В. И. Смирнов. *Познание природы и источников рудообразующих* веществ эндогенных месторождений открывает самые неожиданные пути для прогноза новых типов месторождений. Например, аргументированные *представления о том, что источником фтора служат мантийные перидотиты* [40], плавление которых ведет к образованию базальтовых магм, позволяет предположить, что некоторые районы развития океанических базальтов, особенно вблизи рифтовых зон, будут характеризоваться повышенными содержаниями фтора. Последние могут фиксироваться как в породах, так и в месторождениях в виде самостоятельных фтороносных (флюоритоносных) осадков и рассолов и гелеобразных масс на дне молодых рифтовых долин. В связи с этим нельзя согласиться с тем, что «для практической геологии определение первоначальных источников рудного вещества имеет только теоретическое значение» [1, с. 41]. Наоборот, одним из важнейших вопросов нелинейной металлогении и прежде всего рудной геологии является установление источников рудного вещества путем применения новейших методов геохимических исследований.

Изучение закономерностей размещения рудных месторождений в структурах земной коры в связи с процессами, происходящими в мантии, важно и для определения причин возникновения крупных и уникально крупных рудных месторождений, что является одной из главных задач прикладной рудной геологии.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Афанасьев Г. Д.* Магматизм и связь с ним эндогенного рудообразования.— В кн.: Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976, с. 31—41.
2. *Барсуков В. Л., Дмитриев Л. В.* О верхней мантии Земли как возможном источнике рудного вещества.— Геохимия, 1972, № 12, с. 1515—1541.
3. *Барсуков В. Л., Дмитриев Л. В.* О мантийном источнике рудного вещества и его роли в формировании и размещении некоторых месторождений полезных ископаемых.— В кн.: Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976, с. 12—30.
4. *Барсуков В. Л., Дурасова Н. А., Гриненко Л. Н.* и др. Некоторые геохимические особенности мафических пород различных структурно-тектонических зон.— В кн.: Второй Всесоюзный съезд океанологов: Тез. докл. Севастополь, 1982, вып. 7, № 1, с. 123—124.
5. *Билибин Ю. А.* Общие принципы регионального металлогенического анализа.— Избр. тр. М.: Изд-во АН СССР, 1961, т. 3, с. 16—60.
6. *Бергер В. И.* Сурьмяные месторождения. Л.: Недра, 1978. 295 с.
7. Геохимия глубинных вулканических пород и ксенолитов / И. Н. Говоров, И. П. Илупин, А. Д. Харькив и др. М.: Наука, 1980. 332 с.
8. Глобальные закономерности размещения крупных рудных месторождений / М. А. Фаворская, И. Н. Томсон, В. А. Баскина и др. М.: Недра, 1974. 193 с.
9. Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов. Владивосток, 1976. 518 с.
10. *Годлевский М. Н., Лихачев А. И.* Медно-никелевое рудообразование в Норильском районе.— В кн.: Генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1981, т. 1, с. 48—49.
11. *Гундобин Г. М., Николаев В. М., Пахольченко Ю. А.* и др. Изотопный состав стронция в метасоматитах месторождений золото-серебряной формации в связи с проблемой источников рудного вещества.— Докл. АН СССР, 1983, **268**, № 2, с. 429—432.
12. *Иициксон М. И.* Металлогеническая зональность Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Недра, 1979. 232 с.
13. *Карпова Е. Д.* Металлогения областей тектоно-магматической активизации.— Тр. ВСЕГЕИ, 1973, **191**, с. 62—101.
14. *Ковалев А. А.* Мобилизм и поисковые геологические критерии. М.: Недра, 1978. 288 с.
15. *Константинов Р. М.* Основы формационного анализа гидротермальных рудных месторождений. М.: Наука, 1973. 216 с.
16. *Кузнецов В. А., Оболенский А. А.* Вопросы генезиса ртутных месторождений и проблемы источников рудного вещества.— Геология и геофизика, 1970, № 4, с. 44—56.
17. *Лишневский Э. Н.* Глубинное строение Комсомольского оловорудного района по геофизическим данным.— Геология руд. месторождений, 1980, № 6, с. 37—46.
18. *Лойтер П. П., Синюков В. И.* Типы структурных взаимоотношений Сихотэ-Алин-

ского вулканического пояса и складчатого обрамления.— В кн.: Глобальные палеовулканические реконструкции и тектоника. Хабаровск, 1979, с. 22—24.
19. Мантийные ксенолиты и проблемы ультраосновных магм. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1980. 170 с.
20. Металлогения ртути. М.: Недра, 1976. 294 с.
21. *Озерова Н. А.* Некоторые вопросы геохимии ртути и проблема источников рудного вещества.— В кн.: Металлогения ртути. М.: Недра, 1976, с. 28—41.
22. *Петровская Н. В.* О некоторых случаях пространственного совмещения разнотипных эндогенных минеральных образований.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1956, № 3, с. 321—332.
23. *Рингвуд А. Е.* Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.
24. *Рипп Г. С., Батурина Е. Е., Кавиладзе М. Ш., Щеглов А. Д.* Об источниках серы в месторождениях областей тектоно-магматической активизации.— Геология руд. месторождений, 1978, № 3, с. 89—102.
25. *Связь магматизма и эндогенной минерализации с блоковой тектоникой* / М. А. Фаворская, И. Н. Томсон, В. А. Баскина и др. М.: Недра, 1969. 264 с.
26. *Смирнов В. И.* Металлогения геосинклиналей.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1962, т. 5, с. 17—81.
27. *Смирнов В. И.* О металлогении океана.— Геология руд. месторождений, 1975, № 1, с. 3—13.
28. *Смирнов В. И.* Металлогения и источники рудообразующих веществ.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1976, т. 9, с. 5—19.
29. *Смирнов В. И.* Эволюция источников минерального вещества эндогенных рудных месторождений в истории развития земной коры.— В кн.: Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976, с. 5—11.
30. *Смирнов В. И.* Эндогенная металлогения.— В кн.: Тектоносфера Земли. М.: Наука, 1978, с. 121—169.
31. *Смирнов В. И.* Проблемы металлогении.— Вестн. МГУ, Сер. 4. Геология, 1979, № 6, с. 14—29.
32. *Старицкий Ю. Г.* Некоторые особенности магматизма и металлогении платформенных областей.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1958, т. 1, с. 262—272.
33. *Фаворская М. А.* Новое направление металлогенических исследований в ИГЕМе АН СССР.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 6, с. 5—13.
34. *Чиков Б. М.* Стадийность формирования и основные типы структурных элементов земной коры континентов.— Геология и геофизика, 1981, № 8, с. 3—14.
35. *Щеглов А. Д.* Металлогения областей автономной активизации. Л.: Недра, 1968. 180 с.
36. *Щеглов А. Д. Источники рудного вещества в областях тектоно-магматической активизации.*— В кн.: Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976, с. 58—65.
37. *Щеглов А. Д.* Основы металлогенического анализа. М.: Недра, 1980. 432 с.
38. *Щеглов А. Д.* Флюоритоносные вулканические пояса западной части Тихого океана и их геодинамическое значение.— В кн.: Тезисы докладов Международного совещания по геодинамике западной части Тихого океана. Южно-Сахалинск, 1981, с. 23—24.
39. *Щеглов А. Д.* О параллельном проявлении рудных процессов в земной коре.— Докл. АН СССР, 1982, **267**, № 1, с. 193—198.
40. *Aoki K., Ishiwaka K., Kanisawa S.* Fluorine geochemistry of basaltic rocks from continental and oceanic regions and petrogenetic application.— Contribs Miner. and Petrol., 1981, **76**, p. 53—79.
41. Papers on mineral deposits of Western North America. Nevada bureau of mines and geology. Report 33. 1979. 214 p.
42. *Ruitenberg A. A., Fyffe L. R.* Mineral deposits associated with granitoid intrusions and related subvolcanic stocks in New Brunswick and their relationship to Appalachian tectonic evolution.— GIM Bull., 1982, **75**, N 842, p. 83—97.
43. *Shawe D. R.* Tectonic setting of fluorine deposits.— In: Geology and resourses of fluorine in the USA, 1976, p. 22—30. (Geol. Surv. Profess. Pap.; N 993).
44. *Watson J. V.* Metallogenesis in relation to mantle heterogeneity.— Geol. Trans. Roy. Soc., 1980, **A 297**, N 1430, p. 347—352.
45. *Zeman I.* Veil Procesú v zemském plašti na vznik endogenních ložisek rud.— Geol. průsk., 1980, N 10, s. 295—298.

УДК 553.078:551.1

И. КОСТОВ

ГЕТЕРОГЕНИЗАЦИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ

Формирование и размещение эндогенных рудных месторождений связано с мантийными глубинами Земли, в частности с топологическим распределением и кристаллохимическими соотношениями химических элементов в мантии и земной коре. Представление о неоднородности мантии относится обычно к ее физической гетерогенности, определяемой химической дифференциацией вещества [2, 10, 16, 20]. Закономерности вертикального и латерального распределения химических элементов в мантии, по-видимому, определяют и их распределение в земной коре. Примерами служат уникальные по масштабам концентрации месторождения Альмаден (ртуть), Кляймакс (молибден), Боливии и Юго-Восточной Азии (олово, вольфрам), Южной Африки и Садбери (никель, платина), Центральной Африки (кобальт) и т. д. При этом в отмеченных и многих других случаях происходило длительное, многоэтапное накопление рудного вещества на ограниченной площади одного месторождения.

Интерес представляет выяснение причин таких узко локализованных скоплений металлов в земной коре. Если отмеченная неоднородность берет начало в химической и энергетической гетерогенности мантии, то остается не ясным, что способствовало возникновению здесь металлоносных очагов. Естественно, что пока мы не в силах уверенно решить эти вопросы и предлагаемое сообщение не претендует на детальный анализ и подробный синтез.

СТРУКТУРА ЗЕМЛИ И ФОРМИРОВАНИЕ ПРОТОКОРЫ I

В настоящее время отсутствует единая гипотеза, удовлетворительно объясняющая особенности внутреннего строения и состава Земли. Если наличие внутреннего и внешнего ядра Земли, нижней и верхней мантии, а также коры можно считать уверенно установленным, то их химический состав, физическое состояние и условия возникновения все еще служат объектами оживленной полемики.

Предлагаются две гипотезы относительно состава и строения Земли и условий ее формирования — гомогенная и гетерогенная аккреции [10, 24]. Каждая из этих гипотез имеет свои достоинства и недостатки. В основу рассуждений нами положено две модели — модель Дж. Смита [24] и модель изначально гидридной Земли В. Н. Ларина [6, 7]. В соответствии с первой моделью внутреннее ядро Земли является твердым и состоит из железа с примесью небольшого количества никеля, тогда как внешнее ядро жидкое. Далее следуют нижняя мантия, сложенная магний-железистыми силикатами перовскитового типа, и перидотитовая верхняя мантия. В нижних частях последней допускается присутствие гранатитов, переходящих в эклогиты.

Модель В. Н. Ларина обновляет идеи В. И. Вернадского. Она предусматривает наличие ядра, сложенного гидридами металлов, оболочки ядра из металлов с растворенным в них водородом и мантии, состоящей в нижней части из металлов, а в верхней — из силикатов и окислов. Мантия включает и земную кору. Эта модель хорошо согласуется с новой космогенной моделью Энеева—Козлова об аккумуляции планет не твердыми частицами, а весьма разреженными глобулями с плотностями на несколько порядков ниже, чем в твердых телах. Данная модель в состоянии объяснить закономерности распределения химических элементов в мантии, а также причины их миграции на основе их электрохимических отношений. Однако для этого требуется доказать реальность инфильтрации

водорода из ядра через мантию, с чем связывается геомагнетизм Земли и ее затвердевание.

Конвекция на различных уровнях, обусловленная жидким внешним ядром Земли, допускаемая Дж. Смитом [24], также имеет геологические аспекты. Она может действовать до той поры, пока в недрах Земли не иссякнут источники энергии и тепла. Эти представления согласуются со схемой глобальной конвекции О. Г. Сорохтина [13], в которой нижняя мантия представляет собой самый вязкий слой между астеносферой верхней мантии и жидким внешним ядром. В процессе конвекции предполагается перестройка одноячеистой структуры на современную двухъячеистую конвекцию Земли. При этом в нижней мантии преобладают вертикальные движения потоков, а в астеносфере и переходном слое между ядром и мантией — горизонтальные. В качестве примеров центров восходящих потоков О. Г. Сорохтин приводит Афарский треугольник в Восточной Африке и район о-ва Пасхи в юго-восточной части Тихого океана.

Другие исследователи [25] предполагают, что на ранних стадиях развития Земли существовала одна конвекционная ячейка, а на поздних — несколько ячеек, расположенных симметрично в астеносферном слое верхней мантии. Характер и распределение конвекционных течений в мантии позволяют объяснить причину ее гетерогенности, а следовательно, формирования протокоры.

Процесс возникновения протокоры, ее состав и строение можно объяснить исходя из двух предпосылок: протокора возникла в результате глобальной дифференциации обнаженной протомантии и равномерно покрыла поверхность Земли или протокора слагала отдельные островные («плазмодиальные») скопления. Первая из предпосылок относится к формированию океанической коры, или «базальтового» слоя коры, вторая — коры континентальной («гранитного» слоя).

Пока остается не ясным механизм формирования континентальной коры: либо она возникает в соответствии с симметрией конвекционных потоков в мантии, либо покрывает поверхность платобазальтового слоя асимметрично, в виде отдельных пятен. Характерные для архейских комплексов овоидные структуры (куполовидные поднятия) свидетельствуют в пользу «пятнистого» развития. В соответствии с палинспастичными реконструкциями изолированные массивы протокоры в дальнейшем были объединены в единый грандиозный континент — Пангею, который позднее распался вначале на Лавразиатскую и Гондванскую платформы, а затем на современные континенты.

Л. П. Зоненшайн и Л. А. Савостин [3] считают, что образование суперконтинентов 2500, 1700, 1000 и 250 млн. лет назад было обусловлено перестройкой одноячеистой конвекции на двухъячеистую. Д. Андерсон [16] полагает, что в докембрии доминировала коллизия, сопровождавшаяся мелкими субдукциями и переплавлением мощной протокоры. Ранняя мантийная дифференциация обусловила формирование обильного базальтового расплава, а остаточная часть магмы была фракционирована на эклогитовый и перидотитовый кумуляты.

Появление толеитовых и щелочных базальтов — основных компонентов базальтового магматизма — фиксирует различные геодинамические обстановки. Так, горячим точкам и мантийным струям отвечает развитие щелочных базальтов, богатых несовместимыми химическими элементами. Л. П. Зоненшайн и Л. А. Савостин [3] считают, что горячие точки закономерно возникают на половине расстояния между восходящей и нисходящей ветвями конвективных течений.

Континентальная кора формируется, по-видимому, в результате длительного процесса, сопровождаемого ликвацией и гравитационной дифференциацией основной магмы. Он проявляется как до, так и после внедрения ее в осадочные толщи. Последние под влиянием регионального и термального метаморфизма преобразовались в сложные магматогенно-метаморфические комплексы пестрого состава.

Океаническая и континентальная протокора, представляющая собой результат фракционирования мантийного вещества и продолжительной многоступенчатой переработки, захватившей до $^2/_3$ времени существования Земли, отвечает этапу максимальной дифференциации химических элементов, первоначально находившихся в мантии.

МАНТИЙНОЕ ФРАКЦИОНИРОВАНИЕ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

Протомантия, по-видимому, была обогащена всеми элементами, ныне входящими в состав разнотипных горных пород и минералов. Главными разновидностями пород мантийного происхождения являются перидотиты и эклогиты. Они сложены преимущественно оливином, пироксеном и гранатом. Кристаллохимическая емкость этих минералов определяет совместимые и несовместимые с ними элементы. Отсюда следует набор элементов, сохраняющихся вслед за дифференциацией в мантии и выносящихся из нее в поверхностные оболочки.

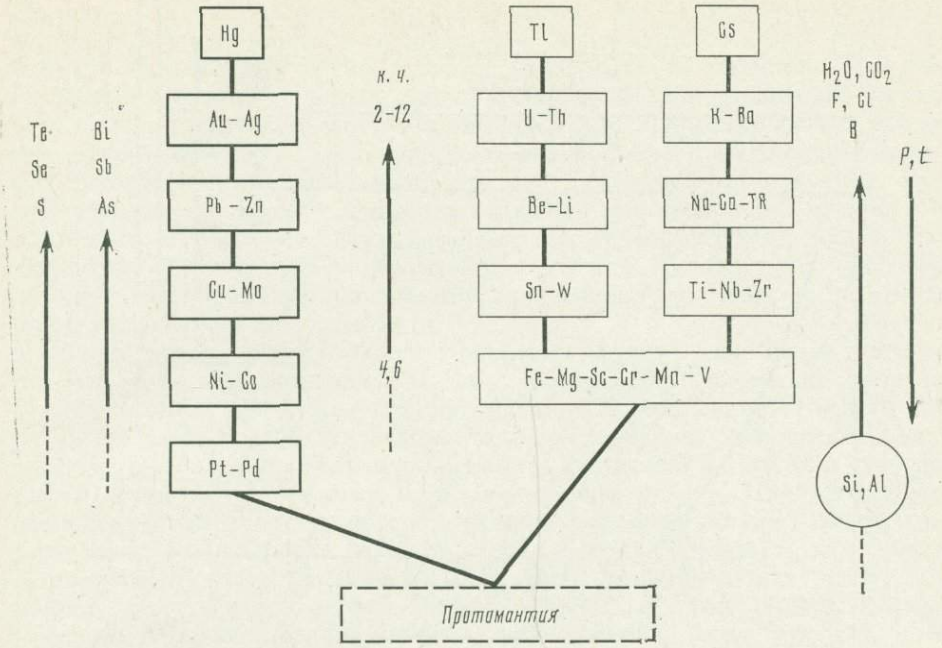
Основные позиции в структурах этих минералов заняты ионами металлов, располагающимися в соответствии с тетраэдрической и октаэдрической упаковками кислородных атомов. При кристаллизации отмеченных трех минералов в их структурную решетку могут включаться элементы с близкими ионными радиусами и электроотрицательностью. К ним относятся ионы магния, железа, отчасти алюминия и др. в зависимости от их концентрции в первичном расплаве. Такое направление процесса ведет к равномерному распределению совместимых элементов в кристаллизующихся горных породах и одновременно к химической гомогенизации мантии. Элементы, несовместимые с тремя главными минералами, фиксируются в составе акцессорных минералов либо транспортируются совместно с летучими компонентами мантийного расплава. В дальнейшем они могут входить в зародышевые кристаллы, а при увеличении вязкости силикатного расплава, когда возникает возможность конденсации (SiO_4) тетраэдрических групп, в них могут присутствовать и эти элементы. В результате гетерогенность протокоры значительно большая, чем мантийного расплава.

На фиг. 1 показаны две основные группы химических элементов. В первой из них преобладает щелочной тренд (халькофильный и сидерофильный), а во второй — гранитоидный (литофильный и гидрофильный). Здесь условно показаны также основные металлогенические элементы относительно их склонности к концентрации на глубине, определяющие рудную зональность, наблюдаемую на многих эндогенных месторождениях.

Несовместимые химические элементы с преобладанием весьма малого либо очень большого ионного радиуса, а также элементы, обладающие кристаллохимическими аномалиями, обнаруживают склонность к выносу из мантийных очагов и накоплению в протокоре. Все отмеченные несовместимые элементы входят в состав минералов, где занимают разнообразные позиции в их структурах.

Кристаллизация породообразующих минералов как по латерали, так и по вертикали, подчиняющаяся классической схеме Боуэна (оливин→→пироксен→амфибол→биотит), представляет важный пример кристаллохимического фракционирования химических элементов и развития зональности их главных составляющих (Mg→Fe→Ca→K) соответственно с увеличением их ионного радиуса и содержания воды как основного подвижного компонента и минералообразующего агента. Параллельно возрастает возможность вхождения несовместимых элементов в структуру упомянутых минералов, вследствие чего их широкий спектр устанавливается в амфиболах и биотитах.

Следовательно, общая тенденция сводится к вытеснению несовместимых элементов из протомантии и накоплению их в протокоре. Последняя вследствие этого более гетерогенизирована, чем протомантия. Обогащение



Фиг. 1. Геохимическая группировка элементов в зависимости от их кристаллохимических связей

протокоры несовместимыми элементами вначале происходит быстро, а затем менее интенсивно в связи с увеличением ее мощности и удалением значительной части отмеченных элементов из мантии. Дальнейшая гетерогенизация протокоры осуществлялась в результате наложенных тектонических процессов, проявившихся после ее формирования (фиг. 2).

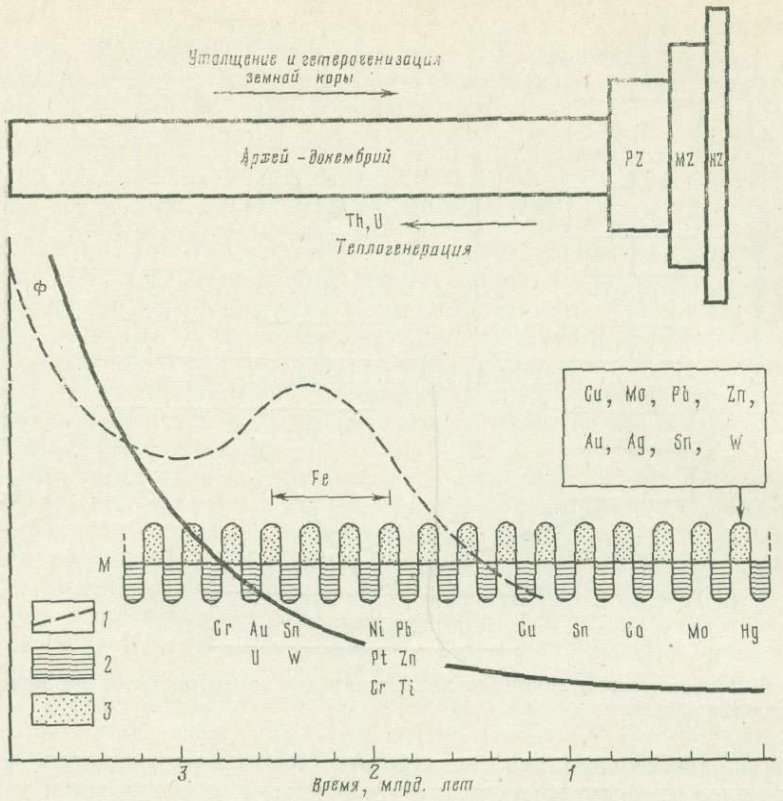
В силу более интенсивной теплогенерации в начальную стадию формирования протокоры, когда летучие компоненты весьма обильны, фракционирование несовместимых элементов из мантии происходит значительно быстрее, чем в последующие периоды. С этим связана большая обогащенность данными элементами древнейших (архейских и раннепротерозойских) комплексов пород основного и кислого состава [19].

На ранних стадиях отмеченные химические элементы преимущественно входили в состав породообразующих минералов, но, несмотря на это, протоконтинентальная кора была более гетерогенной, чем мантия. Дальнейшие геологические процессы, происходившие как на глубине, так и на поверхности протоконтинентальной коры, обеспечили дополнительную ее гетерогенизацию. Мобилизация и ремобилизация химических элементов обусловили фракционирование отдельных металлов и образование рудных месторождений. Значительная часть несовместимых элементов, извлекаемых летучими, обогащала океаны уже с начала их зарождения. Большая часть этих элементов ныне диспергирована в морской воде и донных осадках.

Мобилизация и ремобилизация несовместимых элементов в земной коре локализованы в депрессионных (геосинклинальных и рифтовых) и поднятых (орогенных и горстовых) областях, подвергнутых интенсивным тектоническим напряжениям и обладающих повышенными тепловыми полями. При этом в депрессионных структурах аккумулируются базитовые химические элементы, а в зонах поднятий — гранитоидные [11].

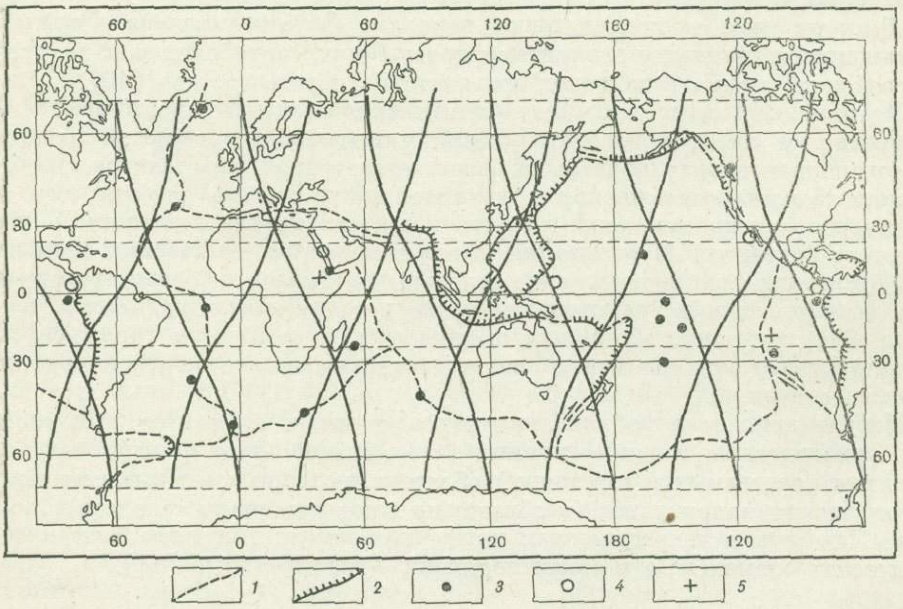
ДИНАМИКА И МЕТАЛЛОНОСНОСТЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Рудные месторождения приурочены в основном к зонам деформаций земной коры. Магматические ликвационные и сегрегационные, а также месторождения осадочные и выветривания связаны с движениями лито-



Фиг. 2. Степень фракционирования (*Ф*) и мобилизации (*М*) элементов с наиболее значительными концентрациями металлов в различные геологические периоды [27]

1 — роль сиалических компонентов в составе континентальной коры [9]; *2* — геосинклинальное развитие; *3* — орогенное развитие



Фиг. 3. Положение S-образных ротационных и широтных деформаций в земной коре

1 — срединно-океанические хребты; *2* — субдукция океанической коры под континентальную; *3* — «горячие точки»; *4* — современные металлоносные осадки на дне океанов; *5* — центры восходящих потоков

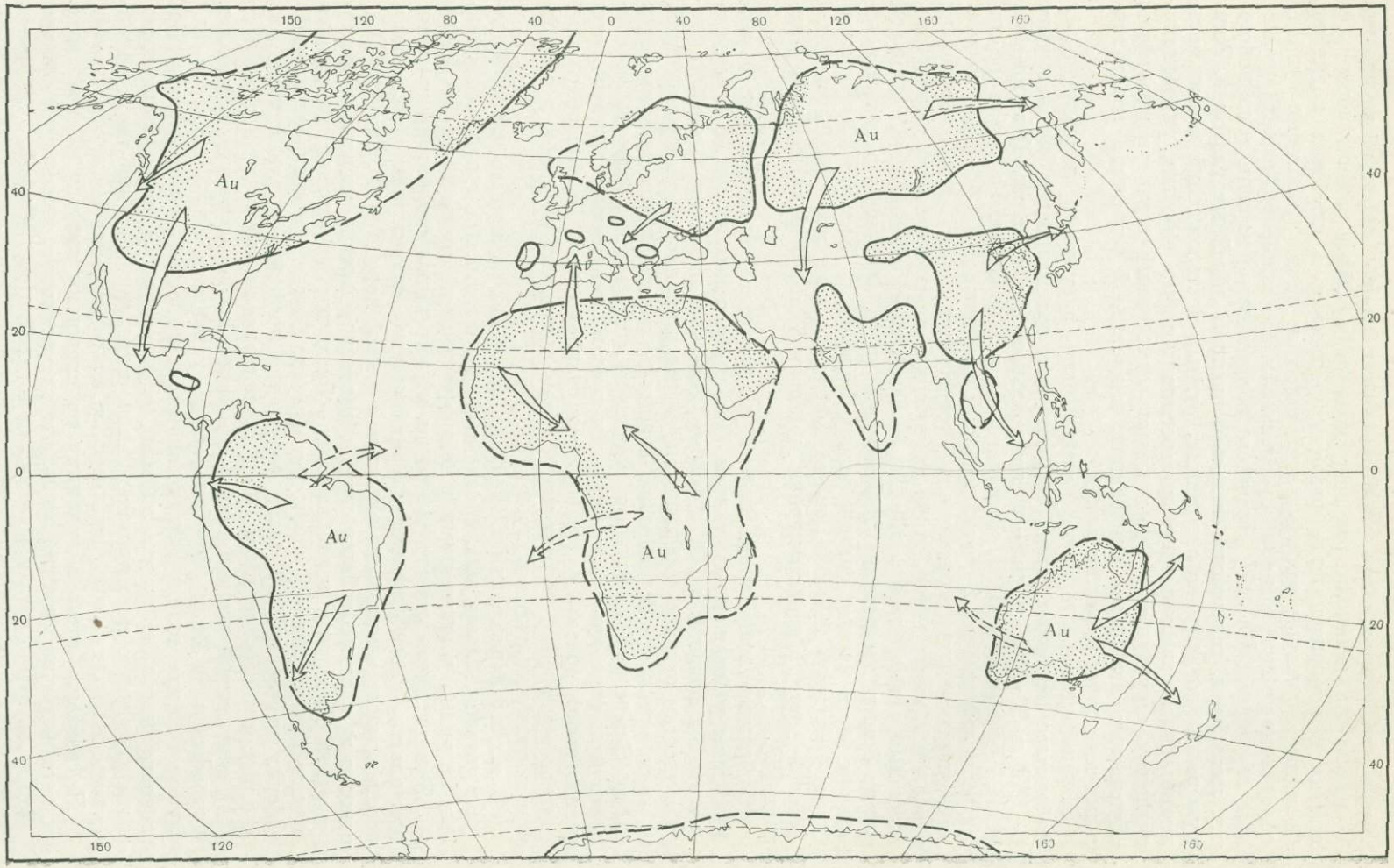
сферы — горизонтальными, вертикальными или дифференциальными. В результате возникли разнообразные деформации земной коры — линейные и концентрические разломы, депрессии и глыбовые поднятия. Овоидные структуры ранней стадии развития Земли (гнейсовые купола) определили распространение дугообразных или концентрических разрывных нарушений [11, 14]. Процессы, обеспечившие наращивание мощности литосферы, сопровождались образованием линейных разломов. Важную роль в размещении эндогенных рудных месторождений играли зоны планетарных разломов, детали строения которых служили рудолокализующими структурами. Формирование отмеченных структур литосферы обусловлено явлениями контракции, планетарной ротации и конвективными течениями в мантии Земли.

Планетарные ротационно-тектонические нарушения подразделяются на четыре основных типа, из них два ориентировано по азимутам 0—180° и 90—270° и два — в диагональном направлении. Помимо них, И. И. Чебаненко и Я. В. Федорин [15] устанавливают в структуре литосферы деформации S-образной формы с кривизной в 120°. Эти деформации отвечают структурному плану орогенных поясов. Наиболее полное совпадение имеет место, когда кривизна S-образных планетарных (регматичных) линий равна 60°. Такое заключение соответствует сложной форме Земли, представляющей собой геоид со слабыми вздутиями в западной части Тихого океана, между Европой и Гренландией, включая Северо-Западную Африку, южнее Африки и еще более слабыми в чилийской части Южной Америки и северной периферии Северной Америки [5].

S-образные планетарные структуры, вероятно, появились еще в ранние этапы развития земной коры. Они изображены на фиг. 3 с редуцированной кривизной в 60°. Здесь же нанесены известные «горячие точки», участки океанов с обнаруженной гидротермальной минерализацией, а также срединно-океанические хребты и трансформные разломы. Как видно, S-образные глобальные структуры совпадают с широтными планетарными разломами и орогенными поясами, что свидетельствует о их региональной магмо- и рудоконтролирующей роли. Примером служит ртутное оруденение, тяготеющее к зонам глубинных разломов, достигающих корнями мантийных глубин [8].

В местах пересечения глобальных разломов различных типов создаются условия, благоприятные для подъема мантийных струй, обогащенных летучими компонентами и несовместимыми химическими элементами. Конвективные течения в мантии служат также теплоэнергетическим источником, способствующим возникновению силикатных расплавов и обеспечивающим миграцию металлов в земной коре. Так, Р. Силитоу [23] относит за счет мантийных струй образование юрских оловянных месторождений Нигерии и докембрийских — Бразилии. Он считает, что мантия служит источником как олова, так и меди. Между тем если для докембрийских месторождений такое допущение логично, то для юрских оно остается малообоснованным. Иное представление развивает У. Петерсен [21], считающий, что источником металла в известных меднопорфировых месторождениях Чили (Эль-Сальвадор, Чукикамата, Эль-Тениенте и др.) служат мощные толщи вулканогенных пород андезитового состава. Извлечение металлов, по его мнению, осуществлялось гидротермальными растворами метеорного происхождения, тогда как источник тепла связывается с магматической деятельностью, сосредоточенной в зоне Беньофа.

Не вдаваясь здесь в полемику по сложному вопросу об источнике рудного вещества, отметим лишь, что схематическое применение сторонниками тектоники плит примитивных моделей, в соответствии с которыми металлы для всех молодых крупных месторождений заимствуются непосредственно из мантии, критикуется Дж. Ноблом [20]. Отмечая наличие четкой зональности в размещении рудных месторождений в западных штатах США, выраженной в последовательной смене Hg→Cu→Au+Ag→→Pb+Zn→Mo+W от побережья к внутренним частям континента, этот


150
120
80
40
0
40
80
120
160
160
40
20
0
20
40
Au
Au
Au
Au
Au
150
120
160
160

исследователь указывает на несоответствие фактического материала приведенным моделям.

Многие авторы склонны видеть подтверждение мантийного источника металлов в минерализованных осадках срединно-океанических хребтов и грабеновых депрессий морского дна. Так, концентрация металлов на дне Красного моря обнаруживается вблизи выхода на поверхность восходящего конвективного центра, предполагаемого здесь О. Г. Сорохтиным [13]. Аналогичный центр этот исследователь намечает у о-ва Пасхи, где обнаружена минерализация галапагосского типа. Ю. А. Богданов и др. [1] считают, что вулканически активные районы срединно-океанических хребтов, прежде всего Восточно-Тихоокеанское поднятие, не только играют огромную роль в выносе в океан гидротермальными растворами ряда химических элементов, но и оказывают существенное влияние на поведение многих элементов, поставляемых экзогенным осадочным материалом.

Богатые месторождения вулканогенно-осадочного или гидротермально-осадочного типа встречаются в древнейших геологических формациях. В частности, к ним относятся известные джеспилитовые месторождения железа и марганца, колчеданные залежи типа Куроко и др. [26, 27].

Для выявления рудоконтролирующего значения планетарных зон разлома и роли в процессе рудообразования дифференциации мантии требуются дальнейшие детальные исследования. В этом плане представляют интерес следующие факты. Древние ультрабазитовые комплексы обогащены хромом, платиной и никелем, тогда как в молодых установлены повышенные содержания только хрома. По-видимому, данное обстоятельство связано с истощением мантии платиной и никелем, израсходованных на формирование древних месторождений. Аналогичных примеров мобилизации из мантии ряда металлов можно привести много. На фиг. 4 схематично показана мобилизация и ремобилизация золота из архейских и протерозойских кристаллических массивов, как выступающих на поверхность, так и погребенных под фанерозойским осадочным чехлом [17, 18].

В качестве примера такой глобальной мобилизации можно привести Северо-Восток СССР, где месторождения золота и олова размещаются между Сибирской платформой и Колымским срединным массивом [12]. Палеотектонические схемы Л. П. Зоненшайна с соавторами [4] также наглядно иллюстрируют многократную мобилизацию золота, молибдена, вольфрама, свинца, цинка, меди и других элементов от палеозоя до позднего мезозоя. Источниками металлов в этих месторождениях, по-видимому, служат прилегающие докембрийские массивы, обогащенные редкими металлами, сосредоточенными в пегматитовых жилах.

Общая тенденция гетерогенизации земной коры ведет к извлечению из нее химических элементов и концентрации их в виде самостоятельных минералов и рудных месторождений. Дальнейшие исследования характера деформаций земной коры в геохимическом и минералогическом аспектах имеют большое теоретическое и прикладное значение.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Богданов Ю. А., Лисицын А. П., Мигдисов А. А.* и др. О генезисе металлоносных осадков.— В кн.: Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1979, с. 249—276.
2. *Зимин С. С., Грановский А. Г., Юсим Э. И.* Парагенезисы офиолитов, палеомантия и металлогения. М.: Наука, 1983. 136 с.
3. *Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А.* Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 312 с.
4. *Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Маралев В. М.* Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 232 с.

Фиг. 4. Схема миграционной тенденции золоторудных минерализующих процессов от докембрия до мезо-кайнозоя

5. *Козленко В. Г., Старостенко В. И., Субботин С. И.* Строение коры и верхней мантии по гравиметрическим данным.— В кн.: Тектоносфера Земли. М.: Наука, 1978, с. 220—268.
6. *Ларин В. Н.* Гипотеза изначально гидридной Земли. М.: Недра, 1980. 216 с.
7. *Ларин В. Н.* Новая геохимическая модель Земли.— Природа, 1981, № 12, с. 5—18.
8. Металлогения ртути. М.: Недра, 1976. 256 с.
9. *Монин А. С., Сорохтин О. Г.* Эволюция океанов и континентов.— Докл. АН СССР, 1983, **270**, № 4, с. 945—949.
10. *Рингвуд А. Е.* Состав и происхождение Земли. М.: Наука, 1981. 111 с.
11. Рудоносность и геологические формации структур земной коры. Л.: Недра, 1981. 424 с.
12. *Смирнов В. И.* Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1976. 687 с.
13. *Сорохтин О. Г.* Плотностная конвекция в мантии Земли и возможная природа тектонических циклов.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1974, № 5, с. 29—42.
14. *Фаворская М. С., Томсон И. Н., Иванов Р. Г.* и др. Связь магматизма и эндогенной минерагении с блоковой тектоникой. М.: Недра, 1969. 264 с.
15. *Чебаненко И. И., Федорин Я. В.* Об одном новом типе ротационно-тектонических линий в литосфере Земли.— Докл. АН СССР, 1983, **270**, № 2, с. 406—409.
16. *Anderson D. L.* Early evolution of the mantle.— Episodes, 1980, N 3, p. 3—7.
17. *Boyle R. W.* Gold deposits; their geological and geochemical setting.— Episodes, 1980, N 3, p. 8—14.
18. *Emmons W. H.* Gold deposits of the world. N. Y.; L.: McGraw-Hill, 1937. 562 p.
19. *Kostov I.* Crystal chemistry and fractionation of the ore-forming elements in the Earth's crust.— Geol. balcan., 1977, p. 27—46.
20. *Noble J. A.* Metal provinces and metal finding in the Western United States.— Miner. deposita, 1974, 9, N 1, p. 1—25.
21. *Petersen U.* Metallogenesis in South America: Progress and problems.— Episodes, 1979, N 4, p. 3—11.
22. *Sillitoe R. H.* A plate tectonic model for the origin of the porphyry copper deposits.— Econ. Geol., 1972, 67, N 2, p. 184—197.
23. *Sillitoe R. H.* Tin mineralization above mantle spots.— Nature, 1974, 248, N 5448, p. 497—499.
24. *Smith J. V.* The first 800 million years of Earth's history.— In: The origin and evolution of the Earth's continental crust. L., 1981, p. 217—238.
25. *Uyeda S.* The new view of the Earth. San Francisco, 1978. 217 p.
26. *Watanabe T.* Volcanism and ore genesis.— In: Volcanism and ore genesis. Tokyo, 1970. 448 p.
27. *Watson J.* Influence of crustal evolution on ore deposits.— In: Mineral deposits, continental drift and plate tectonics. Stroudsburg, 1977. 417 p.

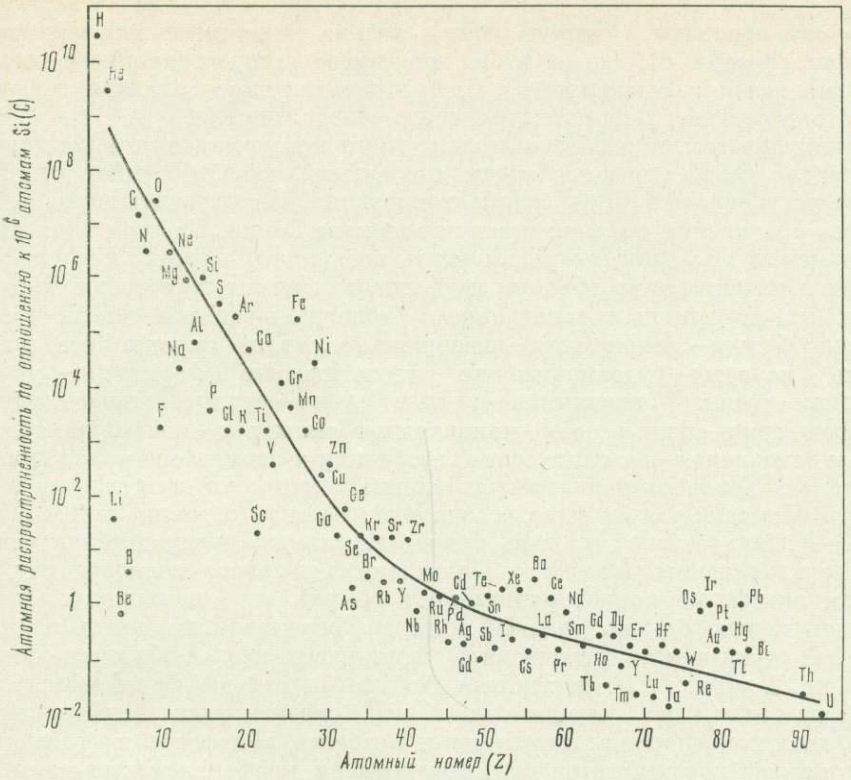
УДК 553.21/.24

Л. Н. ОВЧИННИКОВ

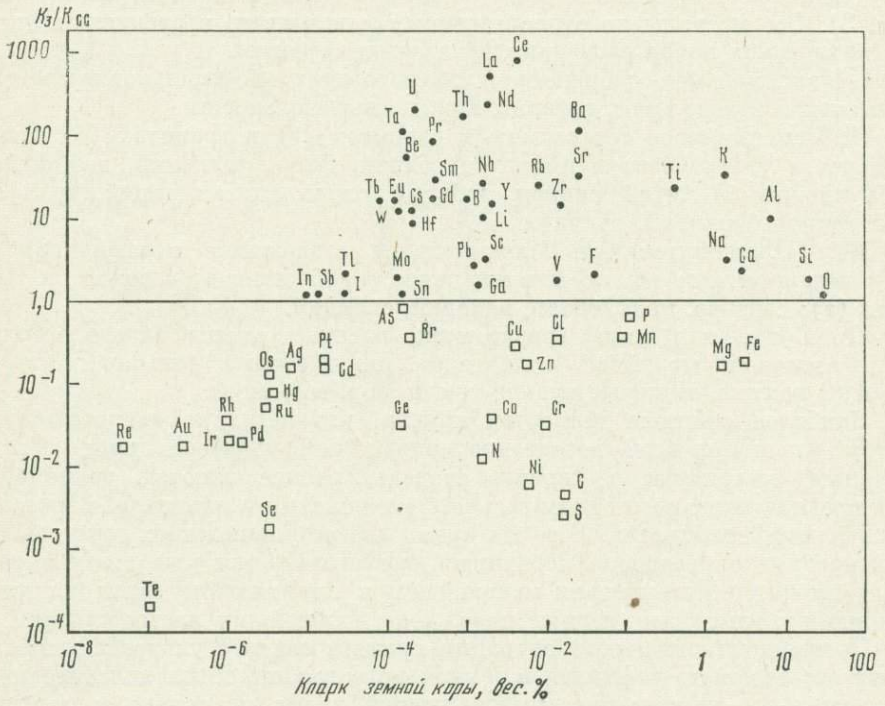
НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РУДНОГО ПРОЦЕССА

Поиски рудных месторождений — наисложнейшая задача геологической практики, поскольку сам объект поисков как в пространстве, так и во времени явление весьма редкое. Вероятность образования промышленных скоплений металлов в земной коре очень мала. Даже известные глобальные запасы 32 наиболее распространенных металлов в суммарном выражении составляют лишь $0{,}7 \cdot 10^{-6}$ часть веса первого километра земной коры, т. е. меньше миллионной его доли [8]. Это обусловлено рядом причин. Главной из них является изначально малая распространенность в Солнечной системе нужных нам металлов, составляющая для каждого из них от 0,01 до нескольких сот атомов на 1 млн. атомов кремния [16]. Это связано с условиями нуклеосинтеза, при котором распространенность элементов убывает (фиг. 1) с увеличением атомного номера (числа протонов в ядре) в соответствии с уравнением: $\lg C = 3{,}3-8{,}4\ (\lg Z - 1{,}6) \pm \pm 1{,}9$; коэффициент обратной корреляции весьма высок: $-0{,}809$, при $R_{крит} = \pm 0{,}226$. Недостаток легких металлов — лития, бериллия и бора — обусловлен их уничтожением при термоядерных реакциях в недрах звезд.

Для халькофилов и сидерофилов эта малая распространенность еще более усиливается в земной коре, так как при дифференциации вещества



Фиг. 1. Зависимость распространенности элементов в Солнечной системе от атомного номера (числа протонов в ядре). Взята по отношению к 10^6 атомов кремния [16]



Фиг. 2. Степень относительного накопления химических элементов в земной коре, выраженная через отношение кларка земной коры ($K_{ЗК}$) к кларку Солнечной системы ($K_{СС}$)

Земли они попадают в земную кору в весьма незначительных количествах (фиг. 2, табл. 1), где их и без того малое распространение в космосе падает дополнительно еще в тысячи и десятки тысяч раз, как это имеет место, в частности, для теллура, серы, селена, никеля.

Таким образом, для образования рудного месторождения в доступной нам части земной коры необходим длительный, сложный, многоэтапный и многоступенчатый путь концентрирования, представляющего собой крайнее проявление дифференциации вещества Земли. На этом пути дифференциации металлов можно выделить по крайней мере 15 ступеней со все уменьшающимся по объемам и увеличивающимся по степени концентрации их селективным накоплением: Солнечная система—Земля—зоны-оболочки Земли—земная кора—изверженные горные породы (осадочные горные породы)—рудовмещающие геологические формации—рудные формации—рудные провинции—рудные узлы—рудные поля—рудные месторождения—рудные тела—минеральные типы руд—мономинеральные рудные скопления—геохимические ассоциации элементов в отдельных минералах. Такое ступенчатое накопление определяет и пространственное разделение металлов и их ассоциаций. Каждой ступени, таким образом, соответствует свой уровень (ранг) зонального распределения вещества как отражение всеобщего геохимического закона зональности [5].

Для литофилов концентрирование в земной коре начинается еще в догеологическую стадию (первый этап дифференциации), когда из планетарной туманности происходило формирование зон-оболочек Земли (см. фиг. 2, табл. 1). В результате этой первичной дифференциации металлы рассеялись по зонам, в земной коре оказалась их незначительная часть, хотя концентрация литофилов и возросла в десятки и сотни раз.

Во второй, коровый, этап идет интенсивная дифференциация металлов в ряду изверженных пород с концентрированием сидерофилов в ультрабазитах, некоторых халькофилов в связи с базитами и наиболее ярко — литофилов с гранитами и сиенитами. В итоге концентрация отдельных металлов в крайних членах дифференциации магматических пород может разниться не только в десятки, но и в сотни и тысячи раз (табл. 2, рис. 3). Все металлы по относительному накоплению в различных типах магматических пород распадаются на четыре группы.

I. Максимальное содержание в ультрабазитах, минимальное в гранитах и сиенитах имеют хром, кобальт, никель, железо, магний.

II. Максимальное содержание в сиенитах (а) и гранитах (б), минимальное в ультрабазитах имеют: а) барий, фтор, цирконий, натрий, калий, ниобий; б) литий, свинец, рубидий, олово, тантал, торий, уран, цезий, индий, бериллий, таллий.

III. (Промежуточная). Максимальное содержание в гранодиоритах (б): легкие редкие земли, максимальное содержание в базальтах и толеитах (а): серебро, медь, титан, ванадий, скандий.

IV. Более или менее равномерно распространены золото, галлий, ртуть, мышьяк, молибден, сера, селен, цинк, сурьма, вольфрам, иттрий, висмут, кадмий, тяжелые редкие земли, бор, германий.

Наиболее обширна четвертая группа, что наглядно свидетельствует о том, что и при этой, достаточно контрастной, дифференциации многие металлы, рассеянные в первую очередь, распределяются равномерно, без предпочтительного относительного накопления в каких-либо магматических дифференциатах. В то же время для остальных трех групп металлов предрудногроцессная первичная дифференциация уже сразу определила геологические условия нахождения и генетические связи с определенными комплексами горных пород ряда важнейших месторождений.

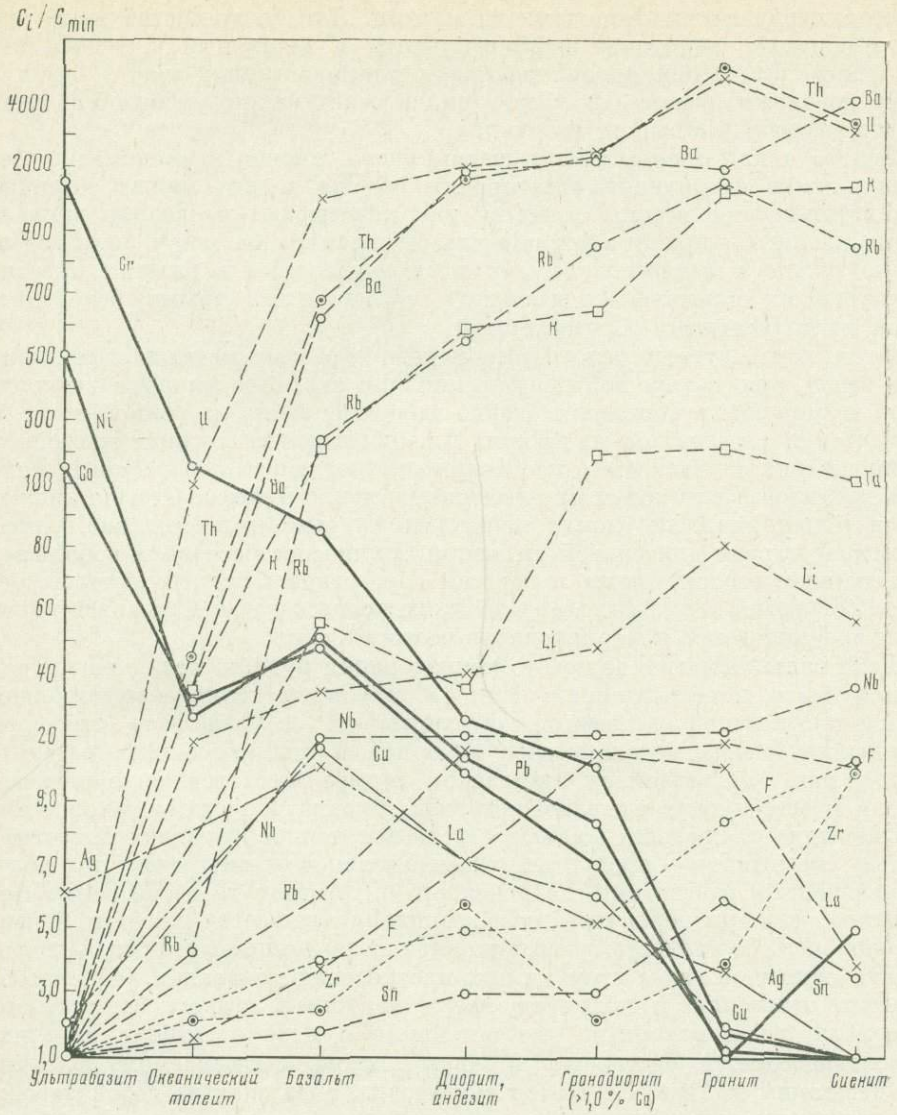
Преимущественная концентрация хрома в связи с ультрабазитами на фоне его большого дефицита в земной коре вообще обусловила почти исключительное нахождение месторождений хрома не только в генетической связи именно с ультрабазитами, но и внутри их массивов непосредственно. То же относится к никелю и кобальту с преимущественным промышленным накоплением их сульфидов в связи с базитами и ультра-

Таблица 1. Степень концентрации металлов в земной коре

Химический элемент	Распространенность в Солнечной системе, по [16], вес. % (*А*)	Кларк земной коры, по Тейлору, вес. % (*Б*)	Кларк концентрации *КК-Б/А*
1	2	3	4
	$n \cdot 100$		
Ce	$1{,}9 \cdot 10^{-5}$	$6 \cdot 10^{-3}$	316
U	$1{,}0 \cdot 10^{-6}$	$2{,}7 \cdot 10^{-4}$	270
Th	$4 \cdot 10^{-6}$	$9{,}6 \cdot 10^{-4}$	240
La	$1{,}9 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-3}$	158
Ba	$4 \cdot 10^{-4}$	$4{,}2 \cdot 10^{-2}$	105
Ta	$2 \cdot 10^{-6}$	$2 \cdot 10^{-4}$	100
	$n \cdot 10$		
Pr	$9 \cdot 10^{-6}$	$8{,}2 \cdot 10^{-4}$	91
Be	$4 \cdot 10^{-6}$	$2{,}8 \cdot 10^{-4}$	70
Nd	$4{,}2 \cdot 10^{-5}$	$2{,}8 \cdot 10^{-3}$	67
Sr	$8 \cdot 10^{-4}$	$3{,}75 \cdot 10^{-2}$	47
Sm	$1{,}3 \cdot 10^{-5}$	$6 \cdot 10^{-4}$	46
Nb	$5 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-3}$	42
Rb	$2{,}3 \cdot 10^{-4}$	$9 \cdot 10^{-3}$	39
Lu	$2 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-5}$	25
Tm	$2 \cdot 10^{-6}$	$4{,}8 \cdot 10^{-5}$	24
Eu	$5 \cdot 10^{-6}$	$1{,}2 \cdot 10^{-4}$	24
Cd	$2{,}4 \cdot 10^{-5}$	$5{,}4 \cdot 10^{-4}$	23
Tb	$4 \cdot 10^{-6}$	$9 \cdot 10^{-5}$	23
Ho	$6 \cdot 10^{-6}$	$1{,}2 \cdot 10^{-4}$	20
Er	$1{,}4 \cdot 10^{-5}$	$2{,}8 \cdot 10^{-4}$	20
B	$5 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$	20
Y	$1{,}6 \cdot 10^{-4}$	$3{,}3 \cdot 10^{-3}$	21
Zr	$9 \cdot 10^{-4}$	$1{,}65 \cdot 10^{-2}$	18
Cs	$1{,}9 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-4}$	16
K	0,14	2,09	15
Ti	$4{,}2 \cdot 10^{-2}$	0,57	14
Dy	$2{,}2 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-4}$	14
W	$1{,}4 \cdot 10^{-5}$	$1{,}5 \cdot 10^{-4}$	11
	n		
Al	0,85	8,23	10
Hf	$3{,}2 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-4}$	9
Sc	$5 \cdot 10^{-4}$	$2{,}2 \cdot 10^{-3}$	4,4
Pb	$2{,}9 \cdot 10^{-4}$	$1{,}25 \cdot 10^{-3}$	4,3
Ca	1,1	4,15	3,8
Na	0,55	2,36	4,3
F	$1{,}9 \cdot 10^{-2}$	$6{,}25 \cdot 10^{-2}$	3,3
Tl	$1{,}4 \cdot 10^{-5}$	$4{,}3 \cdot 10^{-5}$	3,1
Si	10,3	28,15	2,7
V	$5{,}7 \cdot 10^{-3}$	$1{,}35 \cdot 10^{-2}$	2,4
Yb	$1{,}3 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-5}$	2,3
Mo	$6 \cdot 10^{-5}$	$1{,}5 \cdot 10^{-4}$	2,5
I	$3 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-5}$	1,7
Ga	$1 \cdot 10^{-3}$	$1{,}5 \cdot 10^{-3}$	1,5
Bi	$1{,}3 \cdot 10^{-5}$	$1{,}7 \cdot 10^{-5}$	1,3
Sb	$1{,}5 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-5}$	1,3
Sn	$1{,}6 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$	1,25
In	$9 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-5}$	1,1
O	45,3	46,40	1,02
	$n \cdot 10^{-1}$		
As	$2 \cdot 10^{-4}$	$1{,}8 \cdot 10^{-4}$	0,9
P	0,14	0,105	0,75
Mn	0,17	$9{,}5 \cdot 10^{-2}$	0,56
Cl	$2{,}6 \cdot 10^{-2}$	$1{,}3 \cdot 10^{-2}$	0,5
Br	$5 \cdot 10^{-4}$	$2{,}5 \cdot 10^{-4}$	0,5
Cu	$1{,}4 \cdot 10^{-2}$	$5{,}5 \cdot 10^{-3}$	0,39
Fe	18,4	4,63	0,25
Zn	$3{,}2 \cdot 10^{-2}$	$7 \cdot 10^{-3}$	0,22
Mg	9,6	2,33	0,24
Pt	$9 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-5}$	0,22
Cd	$1 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-5}$	0,20
Ag	$4 \cdot 10^{-5}$	$7 \cdot 10^{-6}$	0,18
Os	$4{,}5 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-6}$	0,11
	$n \cdot 10^{-2}$		
Mg	$1 \cdot 10^{-4}$	$8 \cdot 10^{-6}$	0,08
Ru	$7 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-6}$	0,07
Rh	$2 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-6}$	0,05
Co	$4{,}8 \cdot 10^{-2}$	$2{,}5 \cdot 10^{-3}$	0,05
Cr	0,22	$1 \cdot 10^{-2}$	0,045
Ge	$3{,}4 \cdot 10^{-3}$	$1{,}5 \cdot 10^{-4}$	0,044
Pd	$6 \cdot 10^{-5}$	$1{,}3 \cdot 10^{-6}$	0,02
Ir	$4 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-6}$	0,025
Au	$1{,}8 \cdot 10^{-5}$	$4 \cdot 10^{-7}$	0,022
Re	$4 \cdot 10^{-6}$	$7 \cdot 10^{-8}$	0,017
N	0,2	$2 \cdot 10^{-3}$	0,01
	$n \cdot 10^{-3}$		
Ni	1,0	$7{,}5 \cdot 10^{-3}$	0,0075
C	3,4	$2 \cdot 10^{-2}$	0,006
S	6,2	$2{,}6 \cdot 10^{-2}$	0,004
Se	$2{,}7 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-6}$	0,002
	$n \cdot 10^{-4}$		
Te	$3{,}3 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-7}$	0,0003

Таблица 2. Степень дифференциации химических элементов внутри земной коры (C_i/C_{min}).
Исходные данные взяты из работы Е. Шроля [17]

Элемент	Ультрабазит	Океанический толеит	Базальт	Диорит, андезит	Гранодиорит (>1% Ca)	Гранит (<1% Ca)	Сиенит
I группа							
Mg	128	27,0	29,0	13,0	59,0	1,0	3,6
Fe	6,5	4,6	5,9	4,0	2,0	1,0	2,5
Cr	1490	150,0	85,0	25,0	11,0	2,0	1,0
Co	110	32,0	48,0	10,0	7,0	1,0	5,0
Ni	500	25,0	52,0	14,0	8,3	1,1	1,0
IIa группа							
Na	1,0	19,5	17,3	28,8	27,3	24,8	38,8
K	1,0	35,0	207,5	575,0	630,0	1050,0	1200,0
Nb	1,0	—	19,0	20,0	20,0	21,0	35,0
Zr	1,0	2,1	3,1	5,8	2,1	3,9	11,1
F	1,0	—	4,0	5,0	5,2	8,5	12,0
Ba	1,0	35,0	620,0	1785,0	2182,0	1830,0	4000,0
IIб группа							
Li	1,0	18,0	34,0	40,0	48,0	80,0	56,0
Rb	1,0	4,2	230,1	554,0	846,0	1462,0	846,0
Cs	1,0	12,0	35,0	1353,0	1765,0	3529,0	353,0
Pb	1,0	—	6,0	15,0	15,0	19,0	12,0
Sn	1,0	—	1,8	3,0	3,0	6,0	2,0
Ta	1,0	—	55,0	35,0	180,0	210,0	105,0
Th	1,0	45,0	675,0	1750,0	2225,0	5000,0	3250,0
U	1,0	100,0	1000,0	1800,0	2300,0	4700,0	3000,0
Be	1,0	—	2,5	9,0	10,0	15,0	5,0
In	1,0	—	22,0	5,0	10,0	26,0	10,0
Tl	1,0	4,0	4,2	11,0	14,4	46,0	28,0
IIIa группа							
Cu	2,0	—	17,4	7,0	6,0	2,0	1,0
Ag	6,0	—	11,0	7,0	5,1	3,7	1,0
Ti	1,0	29,0	46,0	26,7	11,3	4,0	11,7
V	1,3	9,7	8,3	3,3	2,4	1,5	1,0
Sc	5,3	20,0	10,0	6,7	4,7	2,3	1,0
IIIб группа							
La	1,0	1,0	3,8	—	18,7	12,2	4,4
Pr	1,0	1,3	4,7	—	9,4	4,0	2,9
Ce	1,0	1,7	7,1	—	10,8	6,1	3,2
Sm	1,0	4,5	6,3	—	7,7	6,5	2,4
IV группа							
Au	4,5	—	1,0	—	1,0	1,0	1,0
As	2,0	—	1,4	1,4	1,1	1,0	1,0
Ga	1,0	3,4	3,4	3,4	3,4	3,4	6,0
Hg	2,0	—	4,5	—	1,0	2,0	1,0
Mn	2,7	3,3	3,8	3,1	1,4	1,0	2,2
Mo	1,0	—	5,0	3,0	3,3	4,3	2,0
S	1,5	—	1,5	1,0	1,5	1,5	1,5
Se	1,0	—	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0
Zn	1,3	—	2,7	1,8	1,5	1,0	3,3
Sb	5,0	—	1,0	2,0	2,0	2,0	2,2
W	1,1	—	1,0	1,9	1,9	2,9	1,7
Y	1,0	8,6	5,0	5,0	8,8	8,2	2,8
Cd	1,0	—	7,3	—	4,3	4,3	4,3
Bi	1,0	—	7,0	—	10,0	10,0	—
B	1,0	—	1,7	5,0	3,0	3,3	3,0
Ge	1,5	—	1,3	1,6	1,6	1,6	1,0



Фиг. 3. Дифференциация металлов в земной коре, выраженная через отношение кларка данного типа горных пород (C_j) к минимальному кларку элемента (C_{min}); кларки пород — по [17]

базитами, а также к титану и ванадию, накапливающихся в базитах, хотя их распределение между всеми дифференциатами менее контрастно. Для всех этих металлов совершенно закономерно образование собственно магматических месторождений с мобилизацией, сбором металлов и отложением руд в замкнутой системе материнской интрузии. Совершенно отчетливое преимущественное накопление в кислых и щелочных дифференциатах щелочных металлов, тантала, ниобия, урана, тория, определило образование их промышленных месторождений близинтрузивного типа, связанных с определенными массивами. Накопление меди преимущественно в базальтах до некоторой степени передает связь ее многих месторождений с базальтоидным магматизмом.

Однако дифференциация серы и почти всех халькофильных элементов в описываемом процессе не наблюдается, что приводит к широкому диапазону генетических связей и геологических условий образования сульфидных месторождений. К тому же эти металлы в коре оказываются в дефиците и во многом привносятся с магматическими расплавами и

интертеллурическими флюидами из мантии. Для большинства металлов, таким образом, предрудная дифференциация в начальный коровый этап не происходит, и они накапливаются в месторождениях уже в связи с более поздними процессами разделения и селективного отложения, имея бо́льшую свободу в выборе источника.

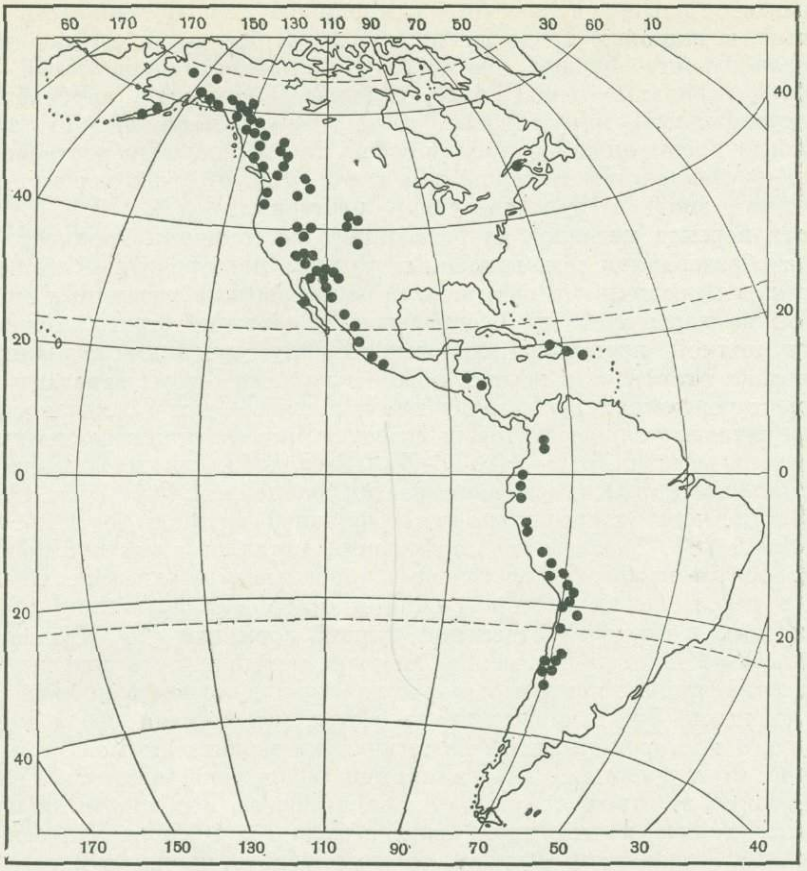
Золото и платиноиды распределены очень широко и равномерно, без резких пиков накопления. Платиноиды вообще в силу малых содержаний изучены еще весьма слабо, и, как показывают последние данные, промышленные концентрации платины и платиноидов могут быть связаны не только с медно-никелевыми месторождениями в базитах, где мы научились их определять и извлекать, но также и с иными, более кислыми магматическими образованиями.

Итак, используемые человечеством разнообразные металлы, как показано выше, при первичной дифференциации вещества планеты не получили возможности образовать какие-либо скопления в земной коре и находятся в рассеянном состоянии. Для образования рудных месторождений во всех случаях было необходимо последующее перераспределение этих металлов с переходом от рассеяния к концентрации. Отсюда движение и только движение может порождать рудные месторождения. Динамические условия длительной эволюции Земли способствовали побочному планетарным геологическим процессам образованию рудных месторождений. Все уровни и типы геодинамических процессов так или иначе влияли на возникновение и формирование месторождений.

Если взять Землю в целом, то концентрация рудного вещества происходила еще в догеологический период в результате термогравитационной химико-плотностной конвекции, обусловившей ее зональное строение. Собственно говоря, металлическое ядро нашей планеты можно рассматривать как первозданное гигантское рудное месторождение железа, никеля и еще многих тяжелых металлов. Вполне допустимо нахождение и выше ядра, в пределах мантии, сгустков металлов (рудного вещества) разных масштабов — продуктов гравитационной сегрегации при еще незавершенном разделении, не успевших опуститься до своей зоны. Несомненно, что при первичной дифференциации вещества планеты подавляющая масса металлов в гравитационном поле Земли формировала ядро. Однако одновременно с этим химико-плотностная конвекция [1] способствовала отделению и поднятию вверх не только легкого силикатного материала, но и материала наилегчайшего в виде отделения летучих, выражающегося, в частности, в таком широко обсуждаемом явлении, как дегазация мантии. Создается обстановка, влекущая за собой зарождение процесса рудообразования с обособлением легкоподвижной рудоносущей среды. Всякое перемещение газа и жидкости на любых глубинах может быть ответственным за перенос рудного вещества. Ничто не препятствует экстракции металлов из окружающей среды на всех уровнях глубин Земли, на всем протяжении движения флюидов от ядра до верхних частей литосферы — зоны рудоотложения.

Что же касается промышленных скоплений руды, образования рудных месторождений в доступной нам зоне, то это становится возможным только в условиях твердой консолидированной земной коры, способной к растрескиванию в зонах тектонической активности и тем самым создающей коммуникации и ловушки для растворов. Из-за отсутствия возможности перехода фронтального движения флюидов в тупиково-линейные потоки с ловушками на их пути концентрация рудного вещества в жидкой и полужидкой среде не происходит. Если же в последнем случае и возникает такая концентрация в силу, допустим, особых вихревых или иных течений, то образующиеся сгустки рудного вещества будут стремиться опуститься вниз, к ядру.

Рудообразование — уникальный геологический процесс, совершающийся, однако, не сам по себе. В качестве дополнительного побочного явления он сопровождает главные ведущие планетарные геологические процессы, обусловленные в каждом случае очередным нарушением относи-



Фиг. 4. Рудные районы или месторождения медно-молибденово-порфировых руд Северной и Южной Америки, по [14]

тельного динамического равновесия, вызывающим перемещение громадных масс вещества. Процесс частный, малозначащий по массе отлагающегося вещества и проявляющийся «точечно» — рудообразование — в то же время как действительное отражение главных процессов не является местным, локальным событием, а совершается обычно одновременно и однотипно во множестве точек на больших пространствах. Многочисленные уральские медноколчеданные месторождения образуют пояс протяженностью свыше 1000 км, большее число медно-молибден-порфировых месторождений Американских Кордильер располагается в пределах 40° ю. ш.— 55° с. ш., образуя цепь длиной в 15 тыс. км (фиг. 4), по другую сторону Тихого океана множество родственных месторождений олова занимают громадную площадь Восточной Азии.

В каждом из этих случаев, как и во многих других, единый магматический процесс, порождающий на всей большой площади своего проявления однотипные изверженные комплексы и ассоциации, сопровождается однотипным рудным процессом, приводящим в результате действия стандартного механизма в стандартной физико-химической, термодинамической обстановке при участии стандартного рудообразующего раствора к многоточечному образованию однотипных рудных месторождений.

Поскольку необходим перевод металлов из рассеянного состояния в концентрированное, основой процесса рудообразования является движущаяся среда, извлекающая, транспортирующая, концентрирующая, дифференцирующая и отлагающая металлы. Агрегатное состояние такой среды — жидкое или газообразное при главенствующем участии воды.

Обычно это флюид, в котором соотношение газа и жидкости может меняться в широких пределах не только от случая к случаю но и в ходе длительного рудного процесса. В меньшей степени такой средой являются расплавы — силикатный, солевой (хлоридный, карбонатный и др.), сульфидный, магнетитовый и др., преимущественно их смеси в различных пропорциях как между собой, так и с водой и растворенными газами — углекислотой и сернистым газом. Все это, как известно, объединяется в понятие «рудообразующие растворы».

Хотя переход металлов из рассеянного состояния к концентрированному с образованием промышленных рудных месторождений может осуществляться различными путями с помощью весьма различных механизмов, он не хаотичен и не беспределен, а довольно строго подчиняется закону прямой пропорциональности. Между средними содержаниями химических элементов в земной коре — кларками — и их запасами в рудных месторождениях существует прямая связь — для 32 металлов, суммарные мировые запасы которых известны, корреляция последних с кларками очень высока: $R_{Q,K}=+0{,}899>R_{0,05/32}=\pm 0{,}349$. Для литофильной группы металлов эта зависимость описывается уравнением: $Q=0{,}74+1{,}13(\lg K+2{,}59)\pm 1{,}1$; для сидерофильно-халькофильной группы: $Q=1{,}29+(\lg K+3{,}17)\pm 1{,}5$ [8]. Зависимость накопления металлов в месторождениях от их кларков раскрывается не только в глобальном выражении. Она относится к совокупности месторождений и отдельных провинций и проявляется даже в пределах отдельной рудной формации [7]. Прямая зависимость существует также между кларком металла и его содержанием в рудах, коэффициент концентрации меняется в основном в пределах всего двух порядков. Это свидетельствует о том, что бассейн сбора металлов для одного месторождения по геологическим масштабам может быть достаточно ограниченным. Так, например, если сопоставлять с кларком земной коры, то чтобы получить 1 млн. т железа, необходимо обработать 8 *млн.* м^3 *горной массы, для 1 млн. т меди* — $8\cdot 10^4$ *млн.* м^3 (*если первоисточник базальтовый расплав, то его потребуется уже в 2 раза меньше*), 1 т золота — $9\cdot 10^7$ млн. м^3. Соотношение запасов ассоциации геохимически близких металлов, как это наблюдается для халькофилов, например, в совокупности месторождений внутри какой-либо рудной формации, провинции, узла закономерно отвечает соотношению кларков этих металлов в породах первоисточника, т. е. они мобилизуются и переносятся в тех же пропорциях, в которых они находятся в первоисточнике. Это дает нам возможность объективно судить о генетических связях месторождений и их групп, конкретных формаций с тем или иным процессом. Например, уральские медноколчеданные месторождения порождены базальтоидным магматизмом, родственные им колчеданно-полиметаллические алтайские месторождения генетически связаны с вулканогенной дацит-липаритовой формацией.

Большое генетическое различие рудных месторождений, сформировавшихся в различных геологических условиях рудоотложения, обусловлено как разнообразием геологических процессов, порождающих рудообразование, так и тремя источниками и их возможными сочетаниями: источника металлов (рудного вещества), источника движущейся среды, мобилизующей и переносящей металлы, и источника энергии, приводящей в движение механизм мобилизации и переноса. Наиболее разнообразны геологические условия образования и нахождения сульфидных месторождений цветных металлов в связи с широким распространением последних и серы во многих типах горных пород, а также других металлов IV группы, к которым присоединяется и железо как металл с высоким кларком. Наименьшим генетическим разнообразием отличаются месторождения сидерофилов и литофилов, прошедших предварительно дорудопроцессную контрастную дифференциацию в земной коре (см. фиг. 3, табл. 2).

Процессы рудообразования охватывают большие пространства, включающие области: а) сбора и мобилизации металлов; б) коммуникаций — переноса рудного вещества; в) рудоотложения.

Извлечение и сбор металлов могут происходить как в жидкой, так и в твердой среде. Несмотря на широкое многообразие процессов и механизмов, приводящих к образованию рудных месторождений, большинство их генетических типов при широком спектре металлов связывается с теми или иными проявлениями магматизма, при которых сбор металлов происходит в жидкой среде так называемого материнского расплава. В этом случае мобилизация металлов с попутно-последующим динамическим концентрированием во время движения производится флюидами, неизбежно отделяющимися от поднимающегося, а затем и поднявшегося силикатного материала в силу той же термогравитационной конвекции, которая регулирует дифференциацию вещества Земли в целом, проявляясь в виде многих магматических процессов в системе мантия — кора. Независимо от глубины зарождения, состава и механизма отделения эти флюиды всегда способны не только извлекать, но и транспортировать тяжелые металлы, становящиеся впоследствии тем рудным веществом, которое образует месторождения. Процесс этот подтверждается геохимическими данными, а механизм воспроизведен экспериментально [4]. О количестве отделяющихся рудонесущих флюидов в магматическом процессе можно судить хотя бы по такому факту: при извержении вулкана Сент-Хеленс в США в 1980 г. только за четыре месяца выделилось углекислоты 910 тыс. т, а сернистого газа (+10% сероводорода) 220 тыс. т в связи с процессом дегазации силикатного расплава дацитового состава [12, 13].

Отделение рудного вещества начинается с момента зарождения магматического расплава. Его перенос вверх и концентрирование внутри расплава осуществляется главным образом с помощью механизма пенной флотации, снабжающего металлами газово-жидкие, газовые и жидкие флюиды, превращая эти отделяющиеся флюиды в реально рудонесущие и потенциально рудообразующие. Хотя и принято считать, что формирование месторождений происходит в постмагматический этап, однако рудообразование начинается задолго до этого, еще в раннемагматическую стадию. Процессы рудогенеза длительно и постоянно сопровождают процессы магматизма с сопряженной эволюцией материнского расплава и рудообразующего раствора. Магматическая дифференциация и дифференциация металлов, образующих месторождения, идут параллельно, причем вторая вызывается первой [4].

Из океанической среды металлы мобилизуются сорбционными процессами с концентрацией в илах, содержащих тонкие минеральные частицы, органическое вещество, сульфатредуцирующие бактерии, а также в планктоне, скелетах рыб.

Широкая мобилизация металлов из твердой среды осуществляется при региональном метаморфизме и ультраметаморфизме. На материале шести докембрийских провинций СССР [2] установлено, что синметаморфогенными флюидами, возникающими в результате дегидратации в условиях прогрессивного регионального метаморфизма и ультраметаморфизма, из высокотемпературных зон извлекаются и выносятся многие рассеянные металлы, в первую очередь литий, рубидий, олово, иттрий, цирконий, цинк, молибден, вольфрам, а также фтор. Эти металлы частично могут накапливаться и в средне- и низкотемпературных зонах в пределах того же структурного этажа с образованием некоторых типов редкометальных пегматитов или гидротермальных месторождений различного состава (флюорит-полилитионитовые метасоматические, кварц-шеелитовые жильные и скарновые и др.). Они могут также поступать по ослабленным тектоническим зонам в верхние структурные этажи в составе рудообразующих гидротермальных растворов.

Некоторые группы стратиформных сульфидных месторождений возникают при диагенезе в результате мобилизации металлов из твердой среды осадочных пород синседиментационными поровыми водами, а также захороненными реликтовыми водами, которые в эвапоритовых средах мобилизуют металлы и из эвапоритов. В сборе и извлечении металлов могут участвовать также и грунтовые (метеорные) воды пластовой циркуляции.

Мобилизация металлов из пород континента может широко осуществляться и ювенильными водами любого происхождения на пути их продвижения вверх.

В условиях мобилизации рассеянных металлов и извлечения их рудообразующими флюидами осуществляется следующий важный этап дифференциации рудного вещества на пути к созданию монометальных месторождений разных генетических типов. Так, например, в магматических расплавах резко различаются две группы металлов — магматического и постмагматического процессов рудообразования. Одна из них включает все элементы, которые, находясь в расплаве в атомарном состоянии или в виде соединений типа MeS, образуют электронную жидкость и в силу тех или иных причин отделяются от силикатного расплава в самостоятельную фазу, т. е. ликвируют еще в первые периоды существования внедрившегося магматического очага. В первую очередь сюда относятся элементы, дающие промышленные концентрации в собственно магматических и контактово-метасоматических месторождениях,— железо, титан, хром, платиноиды, никель, кобальт, медь и другие халькофилы. Эти металлы в случае базитов и ультрабазитов концентрируются в материнских породах, в гранитоидах — собираются пузырьками газа и выносятся за пределы расплава, образуя впоследствии многочисленные разнообразные гидротермальные месторождения апоинтрузивного класса [3].

Другая группа интересных в металлогеническом отношении химических элементов — литофилов — остается в ионном состоянии, входя в однородный силикатный расплав, и в процессе эволюции этого расплава накапливается в его остатке или дифференциатах с образованием также обширной группы пегматитовых, грейзеновых, альбититовых месторождений.

Дифференциация металлов с их селективным извлечением происходит и в осадочном цикле. Наиболее ярко это проявляется при биогенном концентрировании и осаждении рудного вещества. Известны случаи образования промышленных концентраций редких земель в связи с катастрофическим массовым захоронением рыб, скелеты которых содержали редкие земли. Указывается на перенос и концентрацию некоторых металлов планктоном.

Из твердых горных пород металлы экстрагируются также дифференцированно. Наиболее легко извлекаются металлы, находящиеся в них в рассеянной молекулярной и атомарной форме или в виде самостоятельных субмикроскопических минеральных индивидуумов, сульфидов или окислов. Различная степень извлечения разных металлов различными экстрагентами приводит к дифференциации их в растворах, к разной подвижности, а отсюда к зональной разобщенности мест их концентрации.

В области коммуникаций расстояние от первоисточника (места сбора) металлов до места рудоотложения для разных генетических групп и классов эндогенных месторождений может быть весьма различным. В замкнутой системе магматических камер при образовании собственно магматических месторождений оно будет наименьшим и определяется размерами камеры. Оно будет небольшим и для месторождений интраинтрузивного класса, располагающихся в непосредственной близости от материнских интрузивов. Большого удаления от первоисточника достигают месторождения апоинтрузивного класса, и весьма далеки, естественно, месторождения, связанные с глубинно-мантийным магматизмом и интрателлурическими растворами. Степень удаления от первоисточника может влиять на величину коэффициента концентрации металлов в месторождениях. Особенно это характерно для ртути и сурьмы.

Для большинства месторождений осадочного цикла область сбора и мобилизации металлов и область коммуникаций совпадают. В латерально-зональном ряду вулканогенно-осадочных, гидротермально-осадочных месторождений по степени удаления от источника выделяются проксимальная и дистальная группы.

Несмотря на широкую и глубокую дифференциацию металлов на всех

предыдущих этапах с разобщением их первоисточников, в многокомпонентный рудообразующий раствор поступают все же их коллективные ассоциации. Дальнейшая дифференциация рудного вещества осуществляется уже в ходе движения рудоносного раствора с последовательным отложением промышленных руд отдельных металлов или их тесных малых ассоциаций. В этом случае в пространственном распределении месторождений наиболее ярко проявляется закон геохимической зональности, который в связи с околоинтрузивными постмагматическими месторождениями, как известно, был подмечен еще Э. Эммонсом. Контрастная вертикальная и латеральная зональность размещения свойственна месторождениям вулканогенно-осадочного цикла [4], она наблюдается в связи с зонами Заварицкого—Беньофа [6, 10], всегда может быть предугадана в любых геологических структурах и ситуациях, так как совпадает с направленным движением рудообразующего раствора. Дифференциация вещества с пространственно-зональным распределением металлов завершается в области собственно рудоотложения.

В процессе рудообразования в связи с переводом металлов из рассеянного состояния в концентрированное всегда участвуют большие количества рудообразующих растворов, извлекающих металлы из больших объемов первоисточника, приводящих тем самым в движение большие количества химических элементов и в зоне рудоотложения захватывающих пространства, значительно превышающие объемы рудных тел. Всякое рудное месторождение представляет собой не просто скопление минеральных форм какого-либо металла, достигшего промышленного содержания и находящегося в промышленных количествах, но оно также включает и собственно рудное тело и окружающий его первичный геохимический ореол, составляющие генетически и пространственно единое целое. Различие между ними состоит лишь в уровне концентрации главных металлов.

В основе рудоотложения большинства генетических типов месторождений лежит трещинный метасоматоз, при котором конвективный перенос вещества по трещинам сочетается со сложным турбулентным движением раствора в пористой среде. Медленно движущийся гидротермальный раствор и трещинно-поровое пространство отложения создают весьма совершенную хроматографическую систему, в которой в условиях снижающейся температуры проявляются сорбция, диффузия, ионный обмен и другие последовательные и параллельные процессы распределительного, фракционирующего, осадительного, гидролизующего, окислительно-восстановительного, комплексообразующего и комплексоразрушающего действия. Конечным, результирующим свидетельством всех этих процессов является зональность рудных тел и особенно контрастная зональность ореолов с закономерной последовательной сменой осажденных соединений металлов в направлении движения растворов, от тыла к фронту гидротермальной хроматографической колонны [5].

Хроматографическое разделение особенно благоприятно для природного рудообразующего раствора с его малыми содержаниями растворенных металлов, так как этим способом происходит их значительное концентрирование в неподвижной фазе при прохождении огромных объемов воды. Следует обратить внимание на то, что хроматография, имеющая конечной целью разделение, не представляет собой какое-то особое явление. Это понятие объединяет широкий круг физико-химических процессов распределения, адсорбции, диффузии, ионного обмена. Поскольку процессы рудообразования — всегда сложный комплекс явлений и их нельзя описать с позиции только какого-либо одного из них, постольку теория и методы хроматографии, закономерности хроматографических процессов, являющихся достоянием физической химии, дают наиболее близкое к истине понимание сути этих рудообразующих процессов.

В зону отложения вступает достаточно стандартный, но весьма сложный по составу многокомпонентный рудоносный раствор, содержащий всегда большой набор (несколько десятков) растворимых соединений

металлов. Достаточно сказать, что только в поисковой практике в качестве индикаторов одновременно используется до 15—20 химических элементов. Отчетливо выраженная тенденция к комплексообразованию в растворах электролитов при повышенных температурах и давлениях указывает на весьма важную роль комплексных соединений в процессах рудообразования. Современные представления о составе рудообразующих растворов позволяют отводить особо важную роль галоидным комплексам тяжелых и щелочных металлов. В своей основе зональность рудных тел и первичных геохимических ореолов, по крайней мере халькофильной и сидерофильной групп гидротермальных месторождений, определяется разной устойчивостью в растворе хлоридных комплексов, в виде которых переносятся металлы. Осадитель — сера (реагирующая в виде сероводорода) или привносится самим раствором в виде сернистого газа, или заимствуется из замещаемых протопиритов. Вообще при образовании стратиформных сульфидных месторождений может осуществляться реализация всех четырех возможных генетических вариантов сочетания металла и серы: 1) металл и сера являются осадочными; 2) металл осадочный, сера привносится извне; 3) сера осадочная, металл привносится; 4) сера и металл привносятся [15].

Осаждение в начале зональной колонки ореола начинается с металла, образующего наиболее труднорастворимые комплексы, и заканчивается в верхних, головных, частях выпадением соединений металлов, находившихся в растворе в виде наиболее устойчивых (наиболее растворимых) комплексов. Константа устойчивости комплекса соответствующего металла строго определяет его место в зональном ряду. Эта зависимость последовательности осаждения настолько сильна, что раствор, наряду с привносом, извлекает неравновесные металлы по ходу колонки из вмещающих пород и переносит их выше на свое место в ряду. Это происходит не только с элементами внутри известного, выделенного нами с С. В. Григоряном зонального ряда; во многих месторождениях ряд продолжается во фронтальной части перераспределением таких металлов, как железо, марганец, ванадий, хром [5].

Рудоотложение всегда совершается при химическом взаимодействии того или иного масштаба рудообразующего раствора с вмещающими горными породами. Отложение минеральных ассоциаций руд и метасоматические преобразования окружающих пород — единый химический процесс с дискретным осаждением рудных и нерудных компонентов в условиях неизбежно снижающейся температуры. Формирование эндогенного месторождения в соответствии с регрессивным длительным непрерывно-прерывистым ходом рудного процесса всегда многостадийно с закономерной сменой высокотемпературных стадий все более низкотемпературными, отвечающими различным ступеням минерального равновесия, вызванной эволюцией полиморфных превращений структуры воды. Стадийность во времени всегда сопряжена с зональностью в пространстве, когда процесс протекает в динамических условиях дифференциального движения раствора и растворенных в нем веществ.

В статье в самом общем виде, фрагментарно, рассмотрены лишь некоторые стороны рудного процесса с попыткой показать, что образование любого рудного месторождения независимо от его типа и происхождения — процесс весьма длительный и сложный, требующий многократной, многоступенчатой дифференциации вещества. Причем процесс этот неизбежный — как побочное следствие главных геологических процессов, формирующих нашу планету. Последовательность возникновения генетических групп эндогенных рудных месторождений в истории геологического развития земной коры глубоко и полно охарактеризовал В. И. Смирнов [11]. Вслед за В. И. Смирновым хотелось бы обратить внимание на важную связь масштабов оруденения с цикличной повторяемостью магматизма. По изменению величин $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ выделяется несколько генетических рядов гранитоидов [9]. Дискретное увеличение средних значений $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ от ряда к ряду отвечает нарастанию числа циклов в

рецикличном процессе образования гранитоидов. К разным рядам гранитоидов тяготеет и разное оруденение. Для накопления олова, например, в рудных месторождениях в этом случае необходимо проявление нескольких циклов.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Артюшков Е. В.* Геодинамика. М.: Наука, 1979. 327 с.
2. Геохимия магматизма. М.: Наука, 1982. 224 с.
3. *Овчинников Л. Н.* Плутоногенные гидротермальные месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968, с. 443—490.
4. *Овчинников Л. Н.* Некоторые закономерности вулканогенного рудообразования.— Вулканология и сейсмология, 1981, № 4, с. 36—47.
5. *Овчинников Л. Н.* Основные закономерности формирования первичных ореолов рудных месторождений.— В кн.: Методы прикладной геохимии. Иркутск: Ин-т геохимии СО АН СССР, 1981, ч. 1, с. 8—10.
6. *Овчинников Л. Н., Баранов В. Д.* Некоторые аспекты колчеданной металлогении.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1978, т. 12, с. 89—98.
7. *Овчинников Л. Н., Баранов В. Д.* Проблемы стереометаллогении.— В кн.: Проблемы металлогении и рудогенеза. Алма-Ата: Наука, 1974, с. 51—71.
8. *Овчинников Л. Н., Лутков Р. И.* Металлы: кларки — запасы — цены.— В кн.: Редкие элементы в геологии. М.: Наука, 1982, с. 5—9.
9. *Овчинников Л. Н., Кондрашкова Г. И., Лутков Р. И.* Выделение генетических рядов гранитоидов по дискретным величинам $(Sr^{87}/Sr^{86})_0$.— В кн.: Изотопная геохронология докембрия. Уфа: Ин-т геологии Башк. ФАН СССР, 1979, с. 143—144.
10. *Смирнов В. И.* Зоны Беньофа и магматогенное рудообразование.— Геология руд. месторождений, 1974, № 1, с. 3—17.
11. *Смирнов В. И.* Эндогенное рудообразование в геологической истории.— Геология руд. месторождений, 1982, № 4, с. 3—20.
12. *Casadevall T. J., Johnston D., Harris D. M.* et al. SO_2 emission rates at Mount St. Helens from March 29 through December, 1980.— Geol. Surv. Profess. Pap., 1981, N 1250, p. 201—207.
13. *Harris D. M., Sato M., Casadevall T. J.* et al. Emission rates of CO_2 from plume measure ments.— Geol. Surv. Profess. Pap., 1981, N 1250, p. 193—200.
14. *Mitchell A. H. G., Garson M. S.* Mineralization at plate boundaries.— Miner. Sci. Eng., 1976, 8, N 2, p. 129—169.
15. *Morganti J. M.* Ore deposit models. 4. Sedimentary-type stratiform ore deposits; some models and a new classification.— Geosci. Canada, 1981, 8, N 2, p. 65—74.
16. *Ross J. E., Aller L. H.* The chemical composition of the sun.— Science, 1976, 191, N 4233, p. 1223—1229.
17. *Schroll E.* Analytische Geochemie. Bd. 1. Stuttgard, 1974. 450 s.
18. *Spooner E. T. C.* Cu-Pyrite mineralization and sea water convection in oceanic crust — the ophiolitic ore deposits of Cuprus.— Geol. Assoc. Canada Spec. Pap., 1980, N 20, p. 685—704.
19. *Stephens M. B.* Spilitization element release and formation of massive sulphides in the Stekenjokk volcanites, Central. Swedish Caledonides.— Norg. geol. unders, 1980, N 360, s. 159—193.

УДК 553.495/.04

Н. П. ЛАВЕРОВ

ТЕНДЕНЦИИ В ОСВОЕНИИ РЕСУРСОВ И НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАЛЛОГЕНИИ УРАНА

В связи с резко возросшей потребностью в сырьевых ресурсах для атомной энергетики геологоразведочные работы на уран во всем мире приобрели в последнее десятилетие огромный размах. В результате за рубежом открыто более 100 новых месторождений и разведанные в 70-х годах запасы урана в мире возросли втрое. Уникальные по масштабам и качеству руд урановые месторождения разведаны в Австралии и Канаде. Новые крупные его концентрации выявлены в Аргентине, Бразилии, США, в центральной части Африки и Западной Европе. Важнейшим итогом стало открытие и освоение новых промышленных типов месторож-

дений: «в зонах несогласия», уран-порфировых, ураноносных альбититов и калькрет. Возросли запасы урана в инфильтрационных экзогенных месторождениях платформенного чехла, расширилась география их размещения. Существенно изменилось и распределение запасов урана по типам месторождений и регионам. Этот процесс будет, несомненно, продолжаться до конца текущего столетия. В результате доля добычи урана на новых высокорентабельных для разработки типах месторождений составит в 1900 г. не менее $^1/_3$ мировой добычи урана. В связи с этим необходимо существенно усилить внимание к научному обоснованию направлений поисковых работ, в первую очередь к прогнозу выявления месторождений тех промышленных типов, которые пока еще не обнаружены в СССР.

РЕСУРСЫ УРАНА И ИХ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПО ТИПАМ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

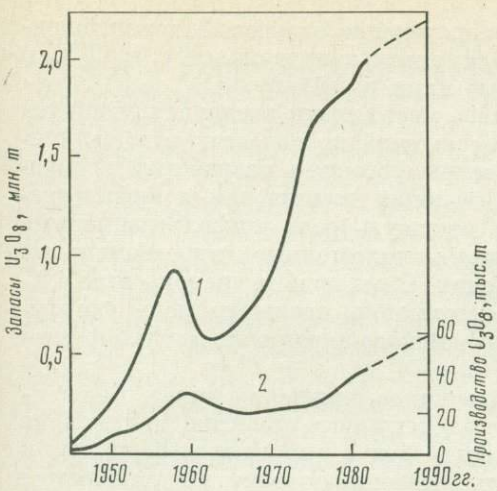
«Второй мировой урановый бум» 70-х годов связан с исключительно высокими темпами развития атомной энергетики. В 1983 г. в мире действовало 310 ядерных энергоблоков установленной мощностью в 200 ГВт$_э$. *Мощности АЭС с 1970 г. увеличились почти в 12 раз. Ядерная энергетика* в 1983 г. обеспечивала производство 45% электроэнергии во Франции, 20,0 — в ФРГ, 17,0 — в Великобритании и 12,5 — в США. Цена электроэнергии, производимой АЭС во Франции, составляла 50% цены энергии, производимой на тепловых станциях. Производство ядерной энергии стало вполне безопасным. Оно приносит гораздо меньше вреда окружающей среде, чем использование ископаемого топлива, и оказалось более дешевым, чем любые другие альтернативные способы [6].

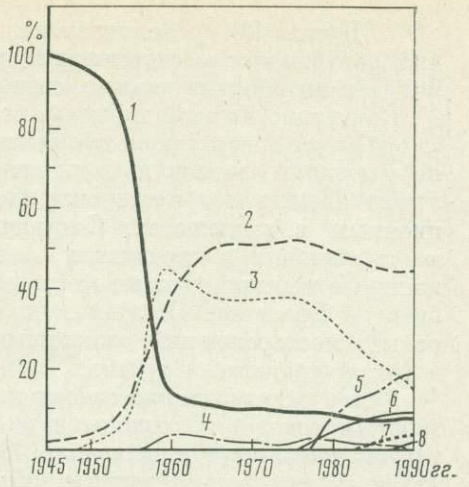
В строительстве в настоящее время находится еще 220 энергоблоков и более 100 — в стадии проектирования. В 1990 г. прогнозируется производство энергии АЭС на уровне 440 ГВт$_э$, из них 100 ГВт$_э$ в странах СЭВ [1]. Потребности в уране за рубежом возрастут соответственно до 60 тыс. т в год. По данным МАГАТЭ, высокие темпы роста зарубежной атомной энергетики обеспечены имеющимися разведанными ресурсами урана до 2000—2010 гг. Однако распределение ресурсов урана по странам весьма неравномерно. Более 75% его промышленных запасов за рубежом сосредоточено в пяти странах — США, Канаде, Австралии, ЮАР и Франции. Многие промышленно развитые страны, энергично осваивающие атомную энергетику, не имеют собственных сырьевых ресурсов урана. Более 80% производства урана до последних лет приходилось на четыре страны — США, Канаду, ЮАР и Францию. Из 700 тыс. т урана, произведенного за рубежом до 1983 г., 290 тыс. т приходится на США, 144,0— Канаду, 106,0 — ЮАР и 37,5 — на Францию.

В последние годы США утрачивают лидерство в производстве урана. На базе новых месторождений высококачественных руд созданы мощные горнодобывающие комплексы в Австралии и Канаде. Расширяется производство урана в Нигере, ЮАР и Намибии. Возможна организация крупного производства урана в Бразилии.

Представляет интерес изменение доли урана, получаемого из месторождений различных типов, за 40-летний период существования атомной промышленности за рубежом. На фиг. 1 видно, что на начальном этапе (1942—1953 гг.) основная часть урана производилась из руд жильных гидротермальных месторождений. Позднее, в период бурного роста добычи урана (1953—1959 гг.), основная часть концентратов (более 75%) производилась из руд экзогенных месторождений: инфильтрационных в США и древних россыпей — Au-U-конгломератов в Витватерсранде (ЮАР) и Эллиот-Лейке (Канада). Гидротермальные месторождения стали играть на этом этапе незначительную роль.

В период спада добычи урановых руд, охватывающий 60-е годы, за рубежом практически не было открыто ни одного крупного уранового месторождения. Вся урановая промышленность базировалась на извест-





Фиг. 1. Динамика запасов (*1*) и добычи урана (*2*) за рубежом в послевоенные годы

Фиг. 2. Производство урана за рубежом из руд месторождений различных типов (в % от общего производства)

1 — гидротермальные жильные; *2* — инфильтрационные в песчаниках; *3* — древние конгломераты; *4* — пегматитовые и скарновые; *5* — полигенные «в зонах несогласия»; *6* — урановосные апограниты; *7* — инфильтрационные в калькретах; *8* — урановосные альбититы

ных экзогенных месторождениях США, Канады и ЮАР. Доля добычи урана из гидротермальных месторождений стала еще меньше (15%).

Начиная с конца 60-х годов и в 70-е годы в связи с потребностями атомной энергетики в сырье, вызвавшими рост цен на уран, резко усилились поисковые работы. В короткий срок в разных странах было выявлено и разведано более 100 новых крупных месторождений, уже к концу 70-х годов изменивших распределение запасов по типам месторождений, а в 80-х годах — и производства урана [6, 7] (фиг. 2).

Распределение запасов, качества руд и «средней величины» промышленных месторождений урана (по Х. Дугласу [2] с некоторыми изменениями наименований типов месторождений)

Тип месторождения	Суммарные запасы (U_3O_8)		Среднее содержание U_3O_8, %	Число месторождений	Средняя величина запасов U_3O_8 на один объект, тыс. т
	тыс. т	доля, %			
Инфильтрационные в песчаниках чехла	545,7	30,3	0,158	56	9,7
Полигенные в зонах несогласия	432,0	24,0	1,346	13	33,2
Древние россыпи — Au-U- и U-конгломераты	333,9	18,5	0,180	17	19,68
Гидротермальные жильные и штокверковые	278,8	15,5	0,528	27	10,25
Гидротермальные «порфировые» в магматических и метаморфических породах	132,6	7,3	0,088	12	10,97
Инфильтрационные в калькретах	47,9	2,7	0,177	2	23,94
Инфильтрационные в лигнитах, фосфатных породах, известняках	15,96	0,9	0,233	3	5,35
Инфильтрационные в вулканических породах	13,7	0,8	0,120	3	4,5
Гидротермальные в щелочных массивах	0,9	—	0,300	1	0,9

Х. Дуглас [2] проанализировал распределение запасов 134 промышленных зарубежных месторождений урана, эксплуатирующихся с 1940 г., и получил интересные данные, сведенные нами в таблицу.

Как видно из этой таблицы, ведущее место среди эксплуатирующихся за рубежом в настоящее время месторождений по качеству руд, величине удельных запасов и горнотехническим условиям разработки принадлежит полигенным месторождениям «в зонах несогласия» и инфильтрационным в калькретах. Сохраняют ведущую роль инфильтрационные месторождения в песчаниках, а также магматогенные гидротермальные жильные и штокверковые месторождения. С освоением урагоносных альбититов Бразилии (Итатая и др.), несомненно, возрастет роль «порфировых» месторождений, сложенных прожилково-вкрапленными урановыми и апатит-урановыми рудами.

Такое распределение основных источников получения урана, по-видимому, в основном сохранится до конца текущего столетия, так как во второй половине 80-х и начале 90-х годов будут осваиваться открытые и разведанные ранее крупные объекты. Именно поэтому представляется необходимым при разработке научно обоснованного прогноза и поисков новых месторождений урана в нашей стране учитывать выявленные к настоящему времени закономерности размещения наиболее крупных зарубежных месторождений.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Глубокие исследования рудообразующих процессов, выполненные в последние годы, существенно продвинули теоретические представления о закономерностях размещения месторождений урана. Важное значение приобрели концепции поясового распределения урановых рудных провинций и районов, выявленные закономерности в их положении относительно крупнейших структурных элементов земной коры. Получены новые данные о месте рудообразующих процессов в истории геологического развития урановых провинций и их связи с процессами осадконакопления и магматизма. Углубляются представления о геохимической связи урана с органическим веществом. Успешно решены многие физико-химические и генетические вопросы уранового рудообразования, начато создание научно обоснованных моделей формирования месторождений отдельных типов. Разрабатываются проблемы исторической геохимии и металлогении урана. По существу, формируется новое научное направление в геологии полезных ископаемых.

Закономерности размещения урановых месторождений в тектонических элементах материков рассмотрены во многих работах советских и зарубежных ученых [3, 10 и др.].

Много внимания этой проблеме уделяет и академик В. И. Смирнов. В его работах [13, 14] впервые намечены общие тенденции эволюции уранового рудообразования от древнейших до поздних этапов формирования земной коры. На основе сравнительной характеристики эндогенного и экзогенного уранового оруденения в геосинклиналях, фундаменте и осадочном чехле древних и молодых платформ В. И. Смирнов показал, что осадочные урагоносные породы и экзогенные месторождения урана сосредоточены в углеродсодержащих черных сланцах, фосфатных породах, конгломератах, пестроцветных песчаниках и угленосных осадках. При этом в архейских толщах лишь изредка встречаются прослои урансодержащих битуминозных пород (кольм Швеции). Для нижнего протерозоя характерны гигантские скопления урана в конгломератах (районы Эллиот-Лейк, Витватерсранд, Жакобина). Отложения рифея, если считать месторождения Центральной Африки не осадочно-метаморфизованными, а гидротермальными, имеют меньшее значение. Палеозойская эра выделяется по развитию урансодержащих фосфатных пород и пестроцветных песчаников и по огромному накоплению урана в черных углеродсодержащих сланцах на ранней стадии формирования каледонид и

герцинид. Мезозойская и кайнозойская эры отличаются наибольшим разнообразием урановосных осадочных пород и месторождений, среди которых доминируют месторождения в пестроцветных песчаниках, углях и углеродсодержащих сланцах.

Эндогенные месторождения урана отнесены В. И. Смирновым к трем классам: пегматитовым, скарновым и гидротермальным. Главное место среди них принадлежит гидротермальным месторождениям. Урановосные пегматиты распространены очень широко (начиная с архея), но только в протерозойских пегматитах провинции Гренвилл концентрации урана имеют промышленное значение. Скарновые месторождения урана очень редки и развиты исключительно в протерозое (Мери Кетлин, Австралия). Что же касается гидротермальных месторождений урана, то в архее они не известны; в среднем протерозое хорошо проявлены; в позднем рифее представлены лишь месторождениями Заира и Замбии, а в палеозое достигают максимального развития в связи с формированием каледонид и особенно герцинид, после чего произошел спад гидротермального уранового рудообразования, завершающийся почти полным его прекращением в альпийское время.

Эти установленные В. И. Смирновым общие закономерности в связи с открытием новых месторождений урана получили дальнейшее развитие.

В обобщенном виде они сводятся к следующему. К настоящему времени *из 14* **известных древних платформ** *урановорудные районы выявлены* лишь в шести: Северо-Американской, Восточно-Бразильской, Северо-Африканской, Южно-Африканской, Восточно-Европейской и Австралийской. Месторождения урана в пределах Индостанской платформы пока *не играют существенной роли в мировом балансе атомного сырья.*

В структурах урановосных древних платформ выделяются жесткие массивы — кратоны, сложенные глубоко метаморфизованными породами архея. В гранитах и гранито-гнейсах таких кратонов выявлены повышенные, но не промышленные концентрации урана, обычно связанные с телами самых поздних гранитов и пегматитов. В обрамлении некоторых архейских массивов, в краевых зонах эпикратонных впадин, заполненных платформенными осадками, расположены самые древние из известных в настоящее время промышленных концентраций урана — раннепротерозойские метаморфизованные урановосные конгломерты, песчаники и сланцы. Наиболее крупные из них развиты в южном обрамлении Трансваальского массива (район Витватерсранд, ЮАР), массива Шайю (Франсвильский район, Габон), в южной части Канадского щита (район Эллиот-Лейк), в обрамлении массива Сан-Франциско — в Бразильском щите (районы Железорудного Четырехугольника, Жакобина и др.). Проявления урана, близкие к ним по возрасту и, вероятно, сходные по условиям образования, установлены и в других регионах Канадского щита (Дадридж-Лейк), в Балтийском (Финляндия) и Индостанском (Индия) щитах.

Более поздние докембрийские урановые месторождения, различные по генезису и запасам, располагаются в раннепротерозойских интракратонных мобильных поясах. Принято считать, что хорошо проявленные на всех древних платформах процессы глубокого метаморфизма *раннепротерозойских отложений, сопровождаемые мощной гранитизацией* и переработкой архейского основания на рубеже 1900—1750 млн. лет, завершают формирование гранитно-метаморфического слоя земной коры. На разных континентах с этими процессами связаны уникальные по размаху явления ультраметаморфизма и щелочного метасоматоза. В линейных разломах фундамента локализованы порожденные этими процессами эндогенные месторождения урана — первые из этой серии в истории формирования земной коры. Среди них выделяются урановосные карбонатиты, связанные с комплексом ультраосновных — щелочных пород (Палабора, ЮАР), урановосные альбититы Канадского щита (Биверлодж), северной части Швеции и Индии, Финляндии, Канады и СССР.

В этот же этап, по-видимому, были сформированы гидротермальные первичные урановые концентрации в терригенных толщах раннего протерозоя, содержащих углеродистые сланцы и доломиты, тяготеющие к эпиинтрузивным зонам гранитов. К ним приурочены открытые недавно в северной части Австралии (Пайн-Крик) и в Канаде (Атабаска) крупные залежи богатых ураном комплексных руд. Все они тяготеют к зонам региональных несогласий, разделяющих метаморфические комплексы основания и более поздние осадки платформенного чехла.

Более поздние образования древних платформ принадлежат особым структурным элементам фундамента, относимым М. В. Муратовым [8] к так называемым малым складчатым поясам. Завершение складчатости и гранитизация в этих поясах протекали в различные эпохи: в кибарскую (или эльсонскую) на рубеже 1450—1350 млн. лет, гренвильскую — 1000—950 и байкальскую (катангскую, бразильскую) — 620—520 млн. лет. Выделяются два малых складчатых пояса — Внутриафриканский и Бразильский. Оба эти пояса отличаются от более поздних, так называемых больших складчатых поясов своеобразной историей развития и аномальной урановоносностью. На орогенных этапах их развития в краевой, примыкающей к ним полосе цоколя происходили интенсивные явления тектоно-магматической протоактивизации. Во многих районах Африки, Северной и Южной Америки консолидированные ранее массивы обрамления тектонически переработаны, гранитизированы, в них проявлены мощные процессы щелочного метасоматоза, с которыми связаны месторождения урана. В апогранитах и их апикальных зонах здесь сформировались своеобразные магматогенные концентрации урана (иногда с апатитом), а в удаленных зонах — стратиформные медно-урановые месторождения. С гренвильским орогенезом связаны урановоносные щелочные массивы южной части Гренландии, в том числе и массива Илимауссак, абсолютный возраст пород и руд которого близок к 1000 млн. лет [6].

В юго-восточной краевой зоне Внутриафриканского малого пояса расположены стратиформные медные и медно-урановые месторождения широко известного Медного пояса Замбии и Заира. Возраст рудоносных формаций этого пояса близок к 750—700 млн. лет [3, 6, 10]. Кроме медно-урановых, в этом поясе находится крупное урановое месторождение Шинколобве. В пограничной зоне, разделяющей Дамаро-Катангскую ветвь Внутриафриканского пояса и архейский кратон Южной Африки, локализуются урановоносные «аляскиты» рудного района Россинг (Намибия), возраст которых близок к 520 млн. лет. Их образование связывается с интенсивной гранитизацией и щелочным метасоматозом метаморфических толщ обрамления пояса. В краевой зоне урановоносного Бразильского пояса сосредоточены многочисленные различные по генезису месторождения урана, в том числе урановоносные щелочные массивы и альбититы крупнейшего урановорудного района Итатайя.

В Австралии в пограничной зоне позднерифейского—вендского складчатого пояса Аделаида с древним массивом Голер в последние годы выявлены крупные медно-урановые с золотом и серебром месторождения района Роксби-Даунс. Эти месторождения находятся в грабенах, в брекчированных гранитах основания и в нижних слоях вендских (?) отложений Аделаиды. Вероятнее всего, первичные концентрации U, Au, Ag и Cu в них связаны с осадконакоплением и вулкано-интрузивными комплексами байкалид Восточной Австралии. Богатые руды, возможно, возникли позднее — в зоне цементации древней коры выветривания [6, 11].

Таким образом, среди урановоносных тектонических элементов фундамента древних платформ можно выделить несколько наиболее благоприятных, в которых проявлены значительные концентрации урана различного генезиса.

1. Раннепротерозойские эпикратонные впадины, примыкающие к архейским жестким массивам, вмещающим древние граниты и пегматиты с непромышленными, но повышенными содержаниями урана и некото-

рых редких элементов. В таких впадинах сформировались метаморфизованные позднее экзогенные месторождения Au-U, U-TR и U в раннепротерозойских конгломератах, песчаниках и сланцах (содержащих органическое вещество).

2. Среднепротерозойские — раннерифейские интракратонные наложенные депрессии чехла (с траппоидным магматизмом), в основании которых, в зонах разломов фундамента, локализуются своеобразные крупные полигенные месторождения богатых урановых руд в терригенных осадках, содержащих слои углеродистых сланцев. Эти месторождения относятся к особому типу урановых концентраций «в зонах несогласия» (type unconformity).

3. Раннепротерозойские линеаменты с интенсивным проявлением ультраметаморфизма и щелочного метасоматоза в областях протоактивизации. К ним приурочены месторождения ураноносных альбититов и карбонатитов. В последних уран является сопутствующим компонентом.

4. Краевые зоны жестких массивов в малых протерозойских складчатых поясах, где широко проявлены разломы, гранитоидный и липаритовый магматизм. С ними связаны ураноносные апограниты и альбититы, жильные высокотемпературные редкометально-урановые месторождения и единичные промышленные концентрации ураноносных ортитов в скарнах. В интракратонных структурах сосредоточены стратиформные месторождения меди и урана в песчаниках.

Ураноносные районы фундамента Северо-Американской и Австралийской древних платформ в совокупности образуют хорошо выраженные протяженные урановорудные металлогенические пояса. Первый из них получил за рубежом наименование Канадский урановый пояс, второй предлагается именовать Восточно-Австралийским урановым поясом.

Канадский урановый пояс расположен в пограничной запад-юго-западной зоне Канадского щита. В этом поясе сосредоточены все наиболее крупные известные к настоящему времени урановые месторождения Канады различного возраста и генезиса: древние ураноносные конгломераты и углеродистые сланцы, ураноносные пегматиты и альбититы, жильные гидротермальные и месторождения «зон несогласия». Выявлены многочисленные, не имеющие пока промышленного значения другие концентрации — древние ураноносные песчаники в эпиархейском платформенном чехле, ураноносные диопсидиты и др. Урановая геохимическая специализация районов, тяготеющих к краевой зоне Канадского щита, не вызывает сомнения у ведущих исследователей канадских месторождений.

Восточно-Австралийский урановый пояс отличается меньшей протяженностью, чем Канадский. Однако он занимает более определенное геотектоническое положение и вытянут в виде относительно узкой дугообразной полосы, длинная ось которой проходит через весь континент — от г. Дарвина на севере через район Маунт-Айзы в его центральной части до залива Спенсера на юге. В этом поясе сосредоточены все крупнейшие допалеозойские месторождения урана Австралии, имеющие различный возраст и генезис: месторождения «зон несогласия» Северной Австралии, скарновые и жильные гидротермальные районов Маунт-Айза, Уэстморленд и Радиум-Хилл, полигенные стратиформные в основании байкалид района Роксби-Даунс. Все они находятся в краевых зонах складчатых поясов, примыкающих к жестким массивам основания. Время складчатости и метаморфизма в этих поясах по мере движения с севера на юг изменялось от раннего протерозоя до позднего рифея. Таким же образом соответственно изменяется и время формирования первичных концентраций урана.

Геосинклинально-складчатые пояса занимают меньшие площади, чем древние платформы. В основном они представляют собой молодые платформы разного возраста и лишь крупнейшие из них — Тихоокеанский и Средиземноморский — включают современные геосинклинальные области. Основание молодых платформ сложено образованиями разного возраста

и частично перекрыто платформенным чехлом. Среди палеозойских складчатых областей, входящих в состав больших геосинклинально-складчатых поясов, выделяют две возрастные группы — каледонскую и герцинскую. В первой группе геосинклинальное развитие завершилось в середине палеозоя (400—360 млн. лет назад), во второй — в перми, в период, датируемый 300—240 млн. лет. Геосинклинальное развитие в мезозойских геосинклинально-складчатых поясах завершилось также не одновременно. В одних — в поздней юре (140—130 млн. лет назад), в эпоху невадийской складчатости, а в других — в позднем мелу, в ларамийскую эпоху (100—80 млн. лет). В отдельных областях Средиземноморского и Тихоокеанского поясов пока не завершились процессы геосинклинального развития.

Платформенный чехол молодых платформ имеет различное строение. Кроме типичных платформенных структур — антеклиз и синеклиз, в чехле отдельных областей, испытавших послеплатформенный орогенез, возникли своеобразные наложенные впадины со структурой грабенов. Их границы обычно совпадают с новообразованными рифтогенными разрывами или с краевыми разломами, отделяющими горные системы от пред- и межгорных впадин. К таким структурам приурочены многие урановорудные районы Тихоокеанского и Средиземноморского поясов.

Особое место среди ураноносных тектонических элементов складчатых поясов занимают срединные массивы, являющиеся в одних случаях переработанными обломками древних платформ, а в других — областями более ранней консолидации. Срединные массивы и их обрамление обычно насыщены комплексами кислых магматических пород (интрузивных и эффузивных), с которыми и связаны гидротермальные месторождения урана. В платформенном чехле их обрамления нередко возникают инфильтрационные урановые месторождения.

В северной части Средиземноморского пояса в герцинской складчатой области Западной Европы, внутри и в обрамлении Иберийского, Центрального Французского и Чешского срединных массивов, широко развиты пермские магматогенные гидротермальные и более поздние экзогенные инфильтрационные месторождения урана. В южной зоне этой части пояса, в платформенном чехле герцинид, локализованы значительные по запасам, но пока не имеющие промышленной ценности ураноносные фосфориты.

В *Урало-Монгольском поясе* наиболее широко распространены Mo-U месторождения, связанные с областями континентального вулканизма, и инфильтрационные (ролловые) в песчаниках.

В Американском сегменте Тихоокеанского пояса локализуются крупнейшие, в основном мезо-кайнозойские экзогенные месторождения урана, сопровождаемые большим числом непромышленных урановых проявлений и мелких месторождений. В совокупности они образуют протяженный *Трансамериканский урановый металлогенический пояс*, включающий не менее пяти крупных урановых провинций и 25 урановорудных районов [6]. В этот пояс входят крупнейшие ураноносные провинции — бассейнов Вайоминга, плато Колорадо, Бассейнов и Хребтов, Прибрежной равнины Мексиканского залива (США, Мексика), Сьерра-Пена-Бланка (Мексика), Восточно-Андийская и ураноносные районы Сьерра-Пампа и Внеандийская Патагония (Аргентина).

Трансамериканский урановый пояс — самый протяженный из известных урановых поясов Земли. Он занимает определенное геотектоническое положение в пограничной внутриконтинентальной полосе Тихоокеанского складчатого пояса, отделяющей его от древних американских платформ. При этом наибольшие урановые концентрации, известные к настоящему времени, сосредоточены в тех частях рудного пояса, где в позднем мезозое и кайнозое образовались ураноносные насыщенные органикой толщи, проявился эпиплатформенный орогенез, сопровождаемый кислым и основным континентальным магматизмом, в том числе активной вулканической деятельностью.

Внутри Трансамериканского уранового пояса установлены различные по возрасту, геологическому положению и генезису месторождения урана экзогенной и магматогенной гидротермальной групп. Ведущее место среди них занимают седиментационно-диагенетические и инфильтрационные месторождения. Гидротермальные, связанные с вулкано-интрузивными комплексами континентальных кислых — субщелочных пород плиоценового, миоценового и эоценового, а также палеогенового — позднемелового и даже пермского (рудный район Саньогаста) возраста распространены широко, но играют подчиненную роль. Азиатско-Австралийская ветвь Тихоокеанского складчатого пояса отличается от Американской не только структурой, но и значительно меньшей ураноносностью. В этой ветви известно лишь несколько урановорудных районов. Наиболее значительные из них расположены в Южно-Австралийской ураноносной провинции.

Анализ показывает, что наиболее общей, региональной особенностью размещения крупных урановых месторождений является их локализация в урановорудных районах и провинциях, в ряде случаев в совокупности образующих протяженные урановые пояса. Единичные урановые месторождения редки. Бóльшая часть урановорудных районов тяготеет к пограничным зонам жестких массивов — выступам основания, имеющим мощную гранитную кору. В этих зонах обнаруживаются неоднократные «переработки» основания, нередко сопровождающиеся континентальным вулканизмом. Здесь проявлены и полихронные процессы уранового рудообразования.

В металлогеническом облике урановорудных провинций обнаруживаются черты некоторой эволюции. В процессе формирования земной коры от древних провинций к современным постепенно уменьшается доля минерализации, ассоциирующей с основным—ультраосновным магматизмом, и возрастает доля рудных парагенезисов, связанных с кислыми и щелочными магмами. При этом среди наиболее постоянных спутников урана следует прежде всего выделить медь, которая иногда (в стратиформных месторождениях) образует совместные с ураном значительные скопления. Однако крупные промышленные месторождения меди, как правило, расположены за пределами урановорудных провинций, примыкая к ним (США, Чили, Перу, Австралия, Индия, Замбия, Заир).

В целом при поясовом размещении месторождений в ряде крупных геотектонических элементов Земли (например, в Тихоокеанском и Средиземноморском геосинклинально-складчатых поясах) наиболее крупные урановорудные районы локализуются в их внешних зонах, примыкающих к древним платформам.

ГЕОХРОНОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Практически во всех наиболее изученных урановорудных провинциях установлены полигенность и полихронность уранового оруденения, для них характерна ранняя геохимическая специализация. Так, в провинции Атабаска (Канада) имеются повышенные концентрации урана в позднеархейских пегматоидных гранитах и мигматитах, в метаморфических фосфатсодержащих породах и в черных сланцах нижнего протерозоя. Здесь известны гидротермальные месторождения, сформировавшиеся на рубежах 1800—1700, 1450 и 1000 млн. лет. Подобная неодноактная концентрация урана отмечается также в Восточноандийской провинции. Здесь разнотипное урановое оруденение локализуется в породах значительного возрастного диапазона от докембрийских (?) пегматитов Сьерра-Пампы до кайнозойских ураноносных асфальтитов Внеандийской Патагонии. Полихронные урановые концентрации установлены в провинциях Северной Америки, Африки и Австралии, в Центральном Французском и Чешском массивах Европы.

Для многих урановых провинций весьма характерна закономерная ассоциация экзогенного и эндогенного уранового оруденения, что отмечалось М. М. Константиновым еще в конце 50-х годов [4]. Полученные в по-

следние годы данные указывают на определенную закономерность проявления различных по генезису урановых концентраций в геологическом разрезе провинций. Для архейского фундамента обычны не промышленные, но высокие концентрации урана в пегматитах, мигматитах и гранитах. Урановосные конгломераты, песчаники и сланцы возникают в отложениях раннепротерозойского платформенного чехла, примыкающих к выступам такого фундамента. На более поздних этапах сначала образуются рассеянные повышенные концентрации урана в черных сланцах и других образованиях, а уже затем — гидротермальные месторождения урана и его инфильтрационные концентрации в платформенном чехле. Ярким примером ассоциации гидротермальных и стратиформных экзогенных месторождений урана являются провинции плато Колорадо, Южно-Австралийская, Северо-Африканская и европейских герцинид. Широкая гамма эндогенных и экзогенных урановых месторождений известна сейчас в Восточно-Бразильской урановой провинции. Здесь в отдельных районах пространственно сближены эндогенные и экзогенные месторождения различного возраста (бассейн Параны и его обрамление). По-видимому, исключения из установленного правила о закономерном сочетании разнотипных и полихронных урановых концентраций в рудных провинциях, скорее всего, объясняются лишь недостаточной их изученностью.

Естественно, что не все проявленные в той или иной провинции типы уранового оруденения имеют равную промышленную значимость. Как правило, наиболее крупные концентрации принадлежат какому-либо одному промышленно-генетическому типу уранового оруденения, определяющему облик провинции в целом. Однако в последнее десятилетие все чаще появляются сообщения об открытии в освоенных урановорудных провинциях с известным типом месторождений принципиально новых, нетрадиционных концентраций урана. Наиболее ярким примером этого служит выявление ряда крупных месторождений «типа несогласия» в давно определившихся урановорудных провинциях Канады (Атабаска), на севере и юге Австралии. Другой подобный пример — открытие значительных экзогенных месторождений урана в обрамлении Центрального Французского и Чешского срединных массивов. Здесь вблизи старых рудных районов с классическими жильными месторождениями урана установлены инфильтрационные урановые концентрации в породах чехла. Жильные месторождения урана недавно обнаружены в кристаллическом докембрийском основании массива Ахаггар, севернее давно известного урановорудного района Агадес, для которого характерны крупные стратиформные месторождения урана в фанерозойском платформенном чехле, открытые в середине 60-х годов. Создается впечатление, что в урановорудных провинциях пространственно сфокусированы разновозрастные и разнотипные по своей природе процессы концентрации урана, обусловливающие формирование наиболее значительных промышленных месторождений. Уран в таких провициях определяет их металлогенический облик. Кроме месторождений, в урановорудных провинциях часто присутствуют высокорадиоактивные граниты, урановосные пегматиты и альбититы, черные сланцы и реже фосфатные породы, отличающиеся повышенным содержанием урана. Именно высокие концентрации урана в породах при хороших его миграционных способностях и определяют потенциальную возможность возникновения урановых концентраций, реализующуюся при проявлении благоприятных эндогенных и экзогенных процессов.

Большая роль урановой геохимической специализации рудных провинций наряду с установленной эволюцией рудообразующих процессов при формировании земной коры, очевидно, должны шире использоваться в качестве важных элементов металлогенического анализа. На примере урана можно утверждать, что идея ранней металлогенической специализации структурных элементов земной коры, остававшаяся долгое время дискуссионной, в последние годы получила значительное подтверждение в результате серьезных геологических, геохимических и изотопных иссле-

дований урановых провинций, выполненных зарубежными и советскими специалистами.

В области металлогении урана принципиальное значение имеют публикации, посвященные разработке проблем эволюции процессов уранового рудообразования [3, 10, 14]. В их основе лежит представление о необратимом, направленном развитии земной коры и соответственно процессов рассеяния и концентрации урана. При этом подчеркиваются тесная геохимическая связь урана с органическим веществом и многоэтапный характер формирования крупных урановых месторождений, особенно характерных для древних платформ.

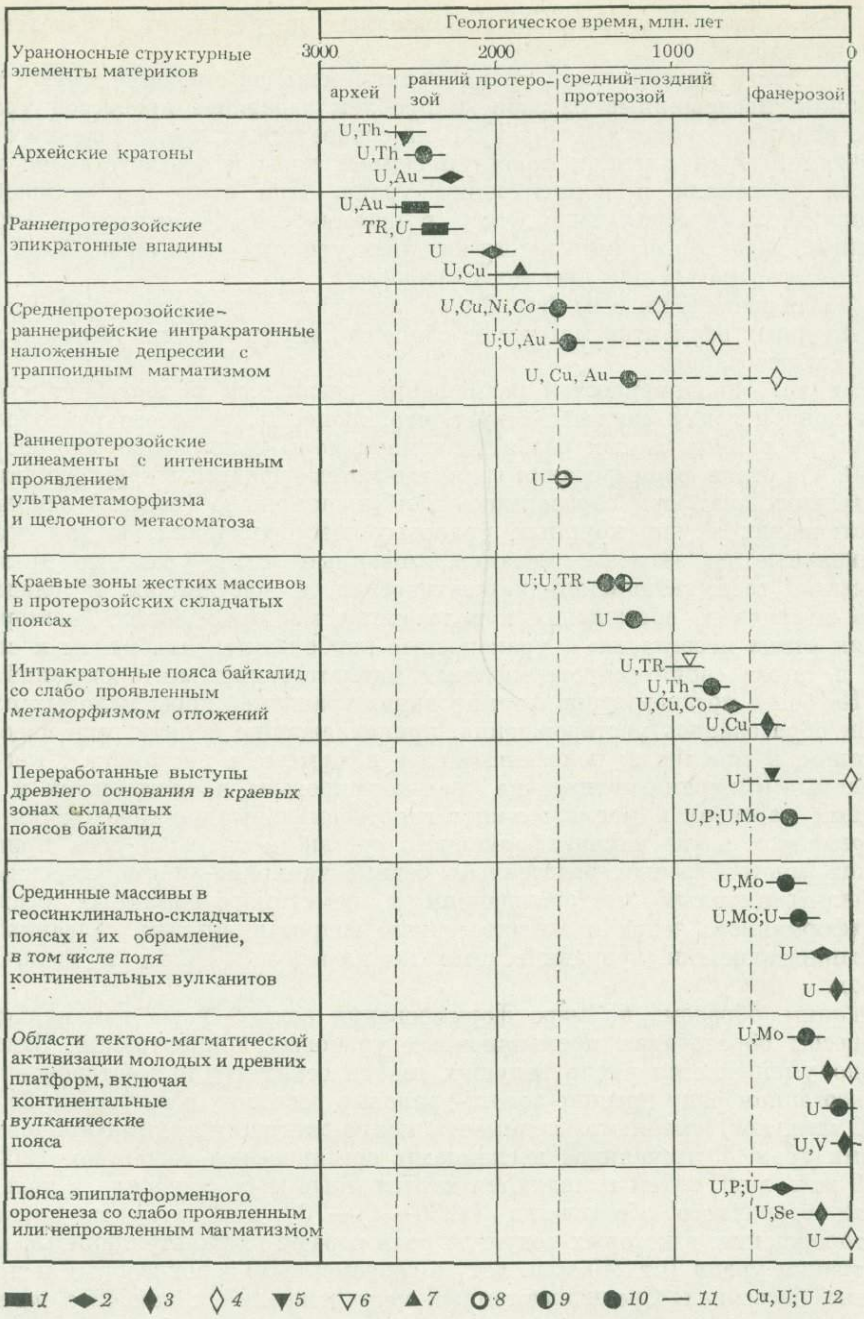
В обобщенном виде на фиг. 3 показаны характерные для ураноносных структурных элементов материков основные месторождения урана и время их образования.

Анализ закономерностей размещения различных по возрасту урановых концентраций свидетельствует, что процессы уранового рудообразования на ранних этапах развития земной коры были более многообразными. На этапе формирования гранитно-метаморфической коры фундамента древних платформ образовалось наибольшее число (восемь) основных генетических групп крупных урановых месторождений, в том числе уникальные по запасам: метаморфизованные золото-урановые древние россыпи, седиментационно-диагенетические в песчаниках и сланцах, зоны вторичного обогащения в полигенных месторождениях (месторождения «типа несогласия»), ураноносные карбонатиты, альбититы и скарны, а также серия гидротермальных магматогенных месторождений.

На более позднем этапе формирования гранитной коры молодых платформ образовались месторождения, принадлежащие к пяти генетическим группам, в том числе: полигенные стратиформные в песчаниках, так называемые «интрамагматические уран-порфировые» в апогранитах и щелочных массивах и магматогенные гидротермальные месторождения. На современном этапе эпиплатформенного орогенеза ведущая роль принадлежит многообразным экзогенным седиментационно-диагенетическим и инфильтрационным месторождениям в неметаморфизованных осадках платформенного чехла и магматогенным гидротермальным, связанным с континентальными вулканическими комплексами кислых и щелочных пород.

Таким образом, по мере формирования земной коры изменялись и процессы образования промышленных урановых концентраций. Закономерно уменьшается число ведущих генетических групп месторождений. В экзогенном ряду древние золото-урановые россыпи (с возрастом 2500—2300 млн. лет) сменяются седиментационно-диагенетическими концентрациями урана в песчаниках и сланцах с органическим веществом (2000—1900 млн. лет), затем появляются характерные месторождения в древних зонах вторичного обогащения (1200—900—700 млн. лет) и, наконец, месторождения, в которых ведущую роль играют инфильтрационные концентрации урана (от 240 млн. лет до современных) в межгорных и предгорных бассейнах. Среди эндогенных месторождений к наиболее ранним относятся широко распространенные ураноносные альбититы в зонах глубинных разломов (1800—1700 млн. лет), полиметальные карбонатиты и скарны, а также магматогенные высокотемпературные гидротермальные месторождения (2000—1800—1450 млн. лет). Они сменяются прожилково-вкрапленными «интрамагматическими» месторождениями в апогранитах, альбититах и щелочных массивах (1000—620 млн. лет), а затем магматогенными гидротермальными, связанными с континентальными комплексами вулкано-плутонических пород кислого и щелочного состава с абсолютным возрастом от 270 до 5 млн. лет.

Глубокие исследования изотопных отношений урана, свинца, углерода, кислорода, серы и некоторых других элементов, содержащихся в урановых и сопутствующих им минералах руд, околорудных метасоматитов, изверженных и метаморфических пород, определенно свидетельствуют о том, что во многих случаях образование месторождений урана происхо-



Фиг. 3. Геохронология и распределение месторождений в урановоносных структурных элементах материков

1 — древние россыпи — металлоносные конгломераты; *2* — седиментационно-диагенетические; *3* — инфильтрационные (ролловые) в осадках платформенного чехла; *4* — зоны вторичного обогащения месторождений различных типов; *5* — урановоносные апограниты; *6* — урановоносные щелочные породы; *7* — карбонатитовые; *8* — альбититовые; *9* — скарновые; *10* — гидротермальные; *11* — возрастные границы месторождений; *12* — месторождения комплексных руд и собственно урановые

дило в результате его неоднократной концентрации в благоприятных геологических условиях. При этом отложение промышленных скоплений урана представляется лишь одним из элементов (хотя и важнейшим) в сложной цепи экзогенных и эндогенных процессов [5, 6].

В заключение следует подчеркнуть, что, несмотря на несомненные успехи в поисках новых месторождений урана, многие, в том числе и клю-

чевые, проблемы теории формирования урановых месторождений все еще разработаны слабо. Не выяснены причины геохимической специализации урановых провинций и проявления глобальных эпох уранового рудообразования, совпадающих с эпохами аномального накопления урана в осадках, содержащих органическое вещество [9, 12]. При изучении конкретных месторождений почти всегда остаются не установленными источники урана и сопутствующих ему компонентов, слагающих руды. Пока нет достаточных экспериментальных данных для обоснованных суждений о поведении урана в магматических расплавах, механизме отщепления от них урановосных водных растворов, об условиях их миграции, формах нахождения урана, причинах отложения рудного вещества. Трудно поддаются расшифровке условия сохранения промышленных концентраций урана от разрушения в период после их формирования до наших дней, охватывающий обычно миллионы, а иногда и первые миллиарды лет. Успешное решение проблем уранового рудообразования существенно расширит наши знания об условиях локализации месторождений урана и окажет положительное влияние на выбор эффективных направлений поиска новых источников атомного сырья.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Атомная энергетика стран — членов СЭВ.* М.: БИКИ, 1982, № 45. 38 с.
2. *Дуглас Х.* Распределение запасов урана по типам месторождений. М.: ОНТИ ВИЭМС, 1983, 23 с.
3. *Казанский В. И., Лаверов Н. П., Тугаринов А. И.* Эволюция уранового рудообразования. М.: Атомиздат, 1978. 208 с.
4. *Константинов М. М., Куликова Е. Я.* Урановые провинции. М.: Атомиздат, 1960. 252 с.
5. Курс рудных месторождений / В. И. Смирнов, А. И. Гинзбург, В. М. Григорьев, Г. Ф. Яковлев. М.: Недра, 1981. 335 с.
6. *Лаверов Н. П., Смилкстын А. О., Шумилин М. В.* Зарубежные месторождения урана. М.: Недра, 1983. 304 с.
7. Минеральные ресурсы капиталистических и развивающихся стран. М., 1983, с. 105—111.
8. *Муратов М. В.* Происхождение материков и океанических впадин. М.: Наука, 1975. 176 с.
9. *Неручев С. Г.* Уран и жизнь в истории Земли. М.: Недра, 1982. 215 с.
10. Образование месторождений урана. М.: Мир, 1976. 407 с.
11. Полезные ископаемые Австралии и Папуа—Новой Гвинеи. Т. 1. М.: Мир, 1980. 453 с.
12. Проблемы радиогеологии. М.: Наука, 1983. 296 с.
13. *Смирнов В. И.* Геологические структуры гидротермальных урановых месторождений мира.— Вестн. МГУ. Биология, почвовед., геол., геогр., 1956, № 2, с. 125—129.
14. *Смирнов В. И.* Металлогения урана.— В кн.: Вопросы прикладной радиогеологии. М.: Госатомиздат, 1963, с. 5—28.
15. *Смирнов В. И.* Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1980. 483 с.

УДК 553.242.6:553.495

**Я. Н. БЕЛЕВЦЕВ, А. И. СТРЫГИН,
В. Б. КОВАЛЬ, Ф. И. ЖУКОВ**

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАН-АЛЬБИТИТОВОЙ ФОРМАЦИИ

По геологическим, петрографо-геохимическим, изотопным и экспериментальным данным изучения альбититов докембрия установлено следующее: а) альбититы имеют гетерогенное образование — осадочно-диагенетические, метаморфические, магматические и метасоматические; б) метасоматические альбититы образовались по различным породам (сланцам, гнейсам, метапесчаникам и гранитоидам) преимущественно амфиболитовой фации метаморфизма; в) урановая минерализация встреча-

ется в метасоматических альбититах, приурочена к зонам катаклаза и милонитизации в виде прожилково-вкрапленных выделений средне- и низкотемпературной минерализации; г) рудообразующие гидротермальные системы формировались на завершающих этапах метаморфизма и ультраметаморфизма, где они обогащались натрием, ураном и углекислотой; д) рудоотложение связано с понижением температуры, потерей растворами углекислоты и химическими реакциями, возникавшими в растворах при взаимодействии с породами.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ АЛЬБИТИТОВ И ИХ ОТЛИЧИТЕЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ

Альбититовые породы, с которыми связан широкий спектр месторождений полезных ископаемых — TR, Ta, Nb, Th, U, Be, Zr, P, F, Sn, W, Cs, Pb, Ti, Fe, распространены довольно широко как в докембрийских, так и в фанерозойских комплексах. Они размещены среди метаморфических и магматических пород в виде линзо- и пластообразных тел с постепенными переходами во вмещающие породы или дайковых, жильных тел, штоков и массивов. Наиболее часто альбититовые породы встречаются среди комплексов щелочных гранитов, нефелиновых сиенитов, карбонатитов; они известны также среди габброидных и ультраосновных массивов, в гнейсовых и сланцевых толщах.

Альбититовые породы, несмотря на разнообразные минеральный состав, строение и содержание в них рудных элементов, в то же время имеют между собой большое сходство, и поэтому в большинстве случаев их объединяют в одну группу «альбититов», а генезис принимают метасоматический. По нашим исследованиям, существенно альбититовые породы представляют собой гетерогенную группу, в пределах которой выделяются метасоматические, метаморфические, магматические и осадочно-диагенетические.

Осадочные альбититовые породы (альбитолиты), по данным С. Д. Левиной [12], размещаются среди осадочных пород в виде маломощных прослоев, состоящих из альбита (60—90%), калиевого полевого шпата (от 1 до 6—7%), опала и халцедона (2—20%), железистого доломита (1—20%) и органического вещества (до 7%). Образование альбитолитов, по мнению С. Д. Левиной, обязано осаждению коагелей $NaAlSiO_2$ и их раскристаллизации в процессе диагенеза, в результате чего образуются микролит-сферолитовые структуры.

Метаморфические альбититы. Различные кристаллические сланцы, измененные вулканогенные образования и гнейсы нередко содержат альбит как главный породообразующий минерал. Его количества значительно варьируют, достигая иногда 50—90%. Кроме альбита, в переменных количествах присутствуют кварц (до 10—30%), биотит или хлорит (10—30%), эпидот, цоизит, кальцит, амфиболы, калиевый полевой шпат и др. Существенно альбитовые метаморфические породы слагают пластовые тела мощностью от долей до первых десятков метров. Структуры пород гранобластовые, иногда с элементами порфиробластовых и микропорфировых структур. С другими разностями метаморфических пород они связаны постепенными взаимопереходами и принадлежат к одной минеральной фации.

Магматические альбититы представлены альбитовыми сиенитами, граносиенитами, аплитами и гранитами. Альбит — главный породообразующий минерал при подчиненном значении микроклина, биотита, кварца, нефелина и др. Магматические существенно альбититовые породы имеются среди автохтонных и аллохтонных образований. Аллохтонные альбититовые тела представлены жилами или отдельными участками в них, штоками, иногда массивами и характеризуются интрузивными контактами. Автохтонные альбитовые породы имеют пласто- и линзообразную формы тел; они перемежаются, как правило, с аляскитовыми разностями гранитов, щелочных сиенитов, лейкосиенитов, граносиенитов, микроклинитов.

Таблица 1. Классификация метасоматических альбититов по вещественно-структурным признакам и исходным породам

Признак	Разновидность альбититов
Минеральный состав	Лейкократовые (*Аб* + *Кв* 60—90%, фем. 2—10%); мезократовые (*Аб* + *Кв* 50—90%, фем. 10—25%); меланократовые (*Аб* + *Кв* 50—75%, фем. 25—50%)
Содержание кварца	Бескварцевые (*Кв* 0—5%), малокварцевые (*Кв* 5—15%), кварцевые (15—30%)
Группы темноцветных минералов	Эгирин-щелочно-амфиболитовые, хлорит-гидрослюдистые, хлорит-карбонатные, хлорит-эпидотовые, сульфидно-магнетитовые и др.
Текстуры и структуры	Крупно- и среднезернистые таблитчатые, порфировидные с наложенными бластокластическими структурами и массивными или линейно ориентированными текстурами
	Мелкозернистые гранобластовые с наложенными бластокатакластическими структурами, с гнейсовидными, полосчатыми, слоистыми и др.
Исходные породы	Апосиенитовые (бескварцевые), апограносиенитовые (малокварцевые), апогранитовые (кварцевые или бескварцевые), апогнейсовые, апосланцевые и др.

Контакты между альбитовыми и смежными породами характеризуются незаметными переходами одних пород в другие и проявляются в постепенном изменении количественных и качественных показателей минерального состава пород.

Существенным признаком магматических альбититов является принадлежность их к той же минеральной фации, к которой относятся вмещающие породы, а также их порфировидные структуры.

Метасоматические альбититы размещаются среди различных магматических и метаморфических пород — гранитов, мигматитов, граносиенитов и лейкосиенитов, гнейсов, роговиков и сланцев [1, 10, 11, 17, 18, 21, 22, 25, 27, 28]. Они образуются по различным породам и наследуют их главные черты, вследствие чего метасоматические альбититы макроскопически часто сходны с замещающими породами и, так же как последние, внешне заметно разнятся между собой. Сопоставление их по минеральному составу и строению позволяет выделить ряд разновидностей (табл. 1). По количеству темноцветных минералов различаются лейко-, мезо- и меланократовые разности; из них первая распространена широко, а последняя — крайне ограниченно. Альбититы лейко- и мезократовой групп отличаются по содержанию кварца и видовой принадлежности темноцветных минералов, что позволяет выделять бескварцевые и кварцсодержащие альбититы, а по видам темноцветных компонентов — эгиринрибекитовые, гидрослюдистые, эпидот-хлоритовые и другие разности. По текстурно-структурным особенностям среди метасоматических альбититов различают крупнозернистые и мелкозернистые разности. Для крупнозернистых разностей характерны порфировидные и таблитчато-зернистые структуры, аналогичные структурам магматических пород, от которых они отличаются наличием бластокатакластических структур. Мелкозернистые альбититы имеют гранобластовые структуры, аналогичные структурам метаморфических пород — гнейсов, сланцев, роговиков и др.

Минеральный состав мелко- и крупнозернистых альбититов в целом одинаковый: кроме альбита, часто главными породообразующими минералами являются либо эгирин и щелочные амфиболы, либо гидрослюдисто-хлоритовые и эпидотовые минералы, иногда карбонаты; в качестве акцессорных и рудных присутствуют апатит, циркон, титанистые (сфен, лейкоксен, ильменит) и урановые минералы (уранинит, коффинит, титанаты урана), окислы и сульфиды железа.

Альбит — единственный минерал из полевых шпатов, резко преобладающий над остальными компонентами породы (обычно около 60—90%). Морфологически он весьма разнообразен — отмечаются широкопластинчатые, удлиненно-призматические, аллотриоморфнозернистые, шахматные, роговиковые и другие формы зерен. Широкопластинчатый, или таблитчатый, альбит — крупнозернистый, аналогичен плагиоклазам лейкосиенитов, гранитов и других магматических пород. Кристаллы альбита, образующие порфировидные вкрапления и обладающие реликтовой структурой простых карлсбадских двойников или шахматной структурой, образуются вследствие замещения фенокристов калиевого полевого шпата. Мелкозернистый альбит (размер менее десятых долей миллиметра) представлен несколькими разновидностями — изометричными зернами с полигональными очертаниями, изометричными зернами с извилистыми контурами, удлиненно-призматическими или лейстовыми формами. Мелкозернистый альбит, как и крупнозернистый, образуется в основном путем псевдоморфного замещения соответствующих полевых шпатов в магматических и метаморфических породах, характеризуется, как правило, изометричными полигональными формами. При образовании альбититов по слюдистым сланцам возникает мелкозернистый альбит с неправильными извилистыми контурами и лейстовидный альбит.

Альбититы наследуют структурные, текстурные и минеральные особенности исходных пород, что позволяет составить представление об их первичном субстрате.

Альбититы по метаморфическим породам характеризуются мелкозернистыми гранобластовыми структурами и полосчатыми текстурами гнейсов, сланцев и роговиков. Для альбититов по магматическим породам типичны крупнозернистые порфировидные и таблитчатые структуры, дополненные элементами бластокластических структур.

По лейкократовым породам (гранитам, лейкосиенитам и др.) развиваются лейкократовые альбититы, а по породам, обогащенным темноцветными минералами (гнейсам, сланцам, роговикам), образуются более меланократовые альбититы. Количество окислов и сульфидов железа в альбититах определяется железистостью исходных пород.

Из всех групп метасоматитов урановая специализация характерна для метасоматических альбититов [1—5, 10, 11, 13, 16, 17, 27], изредка в них отмечаются проявления циркония, фосфора, молибдена, золота.

Альбититовые породы в карбонатитах и нефелиновых сиенитах имеют широкий спектр рудной минерализации — TR, Ta, Nb, Ti, Be, Zr, P, F [18, 23, 24]. Подобная минерализация отмечена и для других пород, входящих в карбонатитовые и нефелин-сиенитовые комплексы. Для альбититовых пород, связанных с щелочными гранитами, свойственна редкоземельная, тантало-ниобиевая, бериллиевая, иногда оловянная, вольфрамовая и редкощелочноземельная минерализация, отмечаются повышенные содержания фосфора и фтора. Аналогичная рудная минерализация распространена и во вмещающих гранитоидах [15, 16, 29]. Альбититовые породы, ассоциирующие с габброидами, несут титановое, титаномагнетитовое и апатитовое оруденение.

Таким образом, геологические и минералого-петрографические исследования указывают на принадлежность существенно альбитовых пород к разным генетическим группам — метасоматическим, магматическим и метаморфическим; при этом метасоматические альбититы являются носителями урановорудных месторождений, в других типах альбититовых пород в редких случаях отмечаются урановые рудопроявления.

УРАНОНОСНЫЕ АЛЬБИТИТЫ

Ураноносные альбититы встречаются только среди метасоматических разностей альбитовых пород. От обычных альбитовых пород они отличаются главным образом повышенной проницаемостью, широким развитием бластокатакластических структур, а также наличием темноцветных ми-

Таблица 2. Сопоставление признаков альбититов разного генезиса

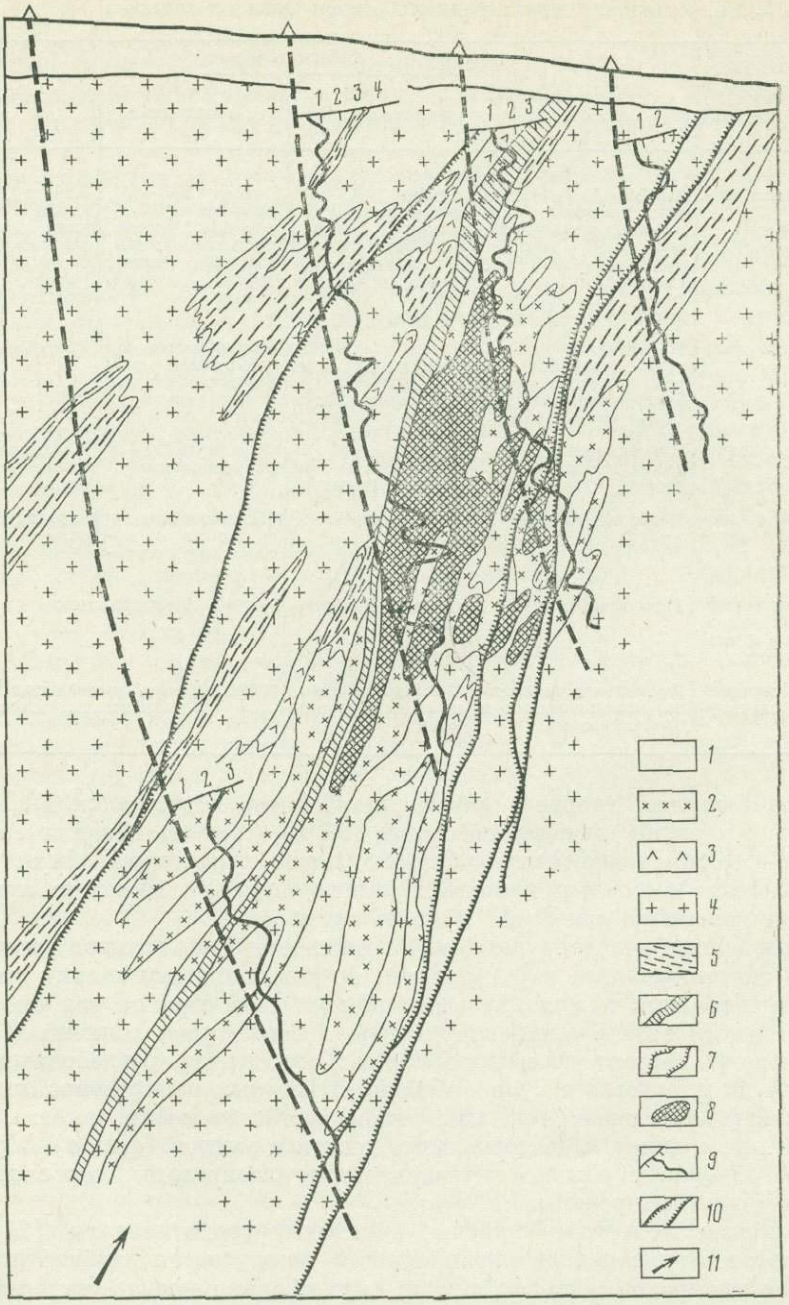
Признак	Метасоматические	Магматические		Метаморфические
		аллохтонные	автохтонные	
Минеральный состав	Альбит (№ 2—4), эгирин, щелочные амфиболы, хлорит, гидрослюды, эпидот, рудные (магнетит, гематит, пирит), кварц, карбонаты Ca, Mo, Fe	Альбит (№ 6—10), микроклин, кварц, эгирин, щелочной амфибол, биотит, мусковит, топаз, гранат	Альбит (№ 6—10), микроклин, кварц, биотит, мусковит, эгирин, хлорит, эпидот, нефелин, топаз, гранат	Альбит (№ 6—10), кварц, микроклин, биотит, актинолит, мусковит, нефелин, гранат, хлорит, эпидот
Микроструктуры	Наследуются структуры исходных пород, дополненные бластокатакластическими структурами	Аплитовые гипидиоморфные, порфировидные и др.	Гипидиоморфные, гранитовые, порфировидные и др.	Гранобластовые
	Бластокатакластические структуры отсутствуют			
Морфология тел	Линзовидная, гнездовая, неправильная	Интрузивные жильные тела или участки в них	Согласные слое- и линзообразные	Пластовые, уплощенно-линзовидные
Контакты с вмещающими породами	Метасоматические	Интрузивные	Магматические, согласные с постепенными переходами	Стратиграфические
Соотношения минеральных фаций альбититов и вмещающих пород	Гетерофациальные	Обычно изофациальные	Изофациальные	
Связь с тектоническими структурами	Проявления катаклаза, милонитизации и брекчирования	Трещинные зоны, выполненные дайками	Складчатые формы, единые с вмещающими породами	

нералов (эгирина, хлорита, эпидота, карбонатов и др.; табл. 2). Альбит в них представлен низкими номерами (№ 2—4), тогда как для магматических и метаморфических альбитовых пород характерны обычно минералы с более высокими номерами, переходящие в олигоклаз; при этом нередко отмечается некоторая примесь ортоклаза.

Образование урановорудных метасоматических альбититов всегда связано с тектоническими нарушениями, представленными зонами катаклаза, брекчирования и милонитовыми швами. Простирание зон субсогласное с простиранием вмещающих пород. Зоны, расположенные вкрест простирания, состоят из нескольких тел альбититов, разделенных неизмененными породами и кулисообразно вытянутых по простиранию. Протяженность отдельных тел альбититов достигает сотни, иногда 1000—2000 м при мощности до нескольких десятков метров (фиг. 1). Урановорудные альбититы обычно интенсивно катаклазированы, карбонатизированы и гематитизированы.

Урановые минералы — окислы, силикаты, уранотитанаты [22] — наблюдаются в виде редкой вкрапленности между зерен альбита и темноцветных минералов, а также внутри них; иногда урановые минералы слагают струйчатые выделения и микропрожилки. Образование урановых минералов связано с привносом урана термальными водами в зоны рудоотложения. Рудообразующие компоненты в метасоматических растворах присутствовали не всегда, и их количество в течение метасоматических преобразований пород не было постоянным, чем и обусловлено развитие урановорудных и безрудных разностей альбититов.

Как показали результаты экспериментальных работ [3, 6], для альбитизированных пород характерны повышенные значения коэффициентов проницаемости ($K_{пр}$). Для крупнозернистых альбититов $K_{пр} = 5{,}0 \cdot 10^{-2}$ мДарси; в мелкозернистых альбититах он составляет $2 \cdot 10^{-2}$ мДарси. В исходных породах наблюдается понижение $K_{пр}$ в гранитах почти на порядок ($8 \cdot 10^{-3}$), а в гнейсах — на два порядка ($7{,}0 \cdot 10^{-4}$). Для катаклазированных альбититов $K_{пр}$ по сравнению с неизмененными породами увеличивается в десятки и первые сотни раз.



Фиг. 1. Геологический разрез

1 — отложения осадочного чехла; *2* — альбититы; *3* — сиенитоподобные породы; *4* — граниты и мигматиты; *5* — гнейсы; *6* — Главный разлом; *7* — оперяющие разрывные нарушения; *8* — урановосные альбититы; *9* — степень катаклаза пород в баллах; *10* — контуры зоны повышенных значений пористости и проницаемости пород; *11* — направление движения гидротермальных растворов

При альбитизации увеличение проницаемости связано с приращением свободного объема при замещении микроклина альбитом. При последующем дроблении пород увеличение проницаемости обусловлено нарушением целостности кристаллической решетки. С увеличением интенсивности разрушения решетки проницаемость растет до определенного предела, а затем начинает понижаться. Милонитизированные разности имеют проницаемость значительно ниже пород, по которым они образовались.

Увеличение проницаемости происходит также при раскрытии пор с уменьшением литостатического давления в связи с подъемом блоков пород, всплыванием куполов, растяжением пород в осевых частях сводовых поднятий и др. Для рудообразования ведущее значение имеет увеличение проницаемости вдоль зон смятия, которые аккумулируют и направляют рудоносный флюид. Определение состава и температур гомогенизации газово-жидких включений в кварце, карбонате и других минералах рудных и безрудных альбититов проливает свет на стадийность их формирования.

В нерудных альбититах включения были изучены в альбите I, II и III, кварце II и III, карбонате III, микроклине и реликтовом кварце; в рудных альбититах — в альбите I и II, карбонате II и III, кварце II и III.

Альбит I псевдоморфно замещает полевые шпаты гранитов, часто зерно за зерно. Альбит, образованный по плагиоклазу, обычно замутнен (при увеличении в 2000 раз видна масса мелких включений) и серицитизирован. Наряду с серицитом встречается мелкозернистый карбонат I — продукт деанортизации плагиоклаза. Альбит по микроклину характеризуется микропертитовым, решетчатым строением. Мелкопластинчатый альбит II (№ 0—2) — чистый, светлый, тонко сдвойникованный, иногда несдвойникованный. Альбит III (№ 0—1) образует редкие, тонкие секущие прожилки.

Крупные (2—3 мм) зерна кварца I с облачным угасанием являются реликтовыми из исходных гранитов. Кварц II встречается в форме мелкозернистых, мозаичных агрегатов совместно с альбититом II. Кварц III образует прожилки, секущие все минералы породы.

Карбонат II ассоциирует со сфеном и урановыми минералами, в рудных зонах его количество возрастает, достигая 5—7%. Карбонат III в виде прожилков и мелкозернистых агрегатов развивается по трещинам, ассоциируя с альбитом III и кварцем III.

Изученные в этих минералах включения можно разделить на две группы: 1) первично-вторичные двухфазовые (водный раствор—газ); 2) вторичные однофазовые (водный раствор). Очень редко встречаются трехфазовые включения с минералами-узниками.

Включения, содержащие жидкую углекислоту, обнаружены только в реликтовом кварце гранитов.

В газово-жидких включениях объем газовой фазы составляет 5—35% всего объема включения. Во всех случаях гомогенизация происходит в жидкую фазу. Размеры включений очень малы (0,003—0,005 мм), редко увеличиваются до 0,08—0,1 мм, форма их обычно округлая, реже удлиненная и неправильная. Наибольший объем газовой фазы в альбите I — 15—35%. Гомогенизация включений при нагреве происходит при 216—286° С. Характерной особенностью включений в кварце и альбите рудных альбититов является присутствие минералов-узников. При изучении под микроскопом иммерсионного препарата видно, что кристаллики, имеющие светло-зеленую окраску, обладают округлой, столбчатой формой. Нередко во включениях отмечается до двух и более минералов-узников, расположенных в центре и реже по краям включения.

При нагревании включений до 216—220° С происходит исчезновение газового пузырька, при дальнейшем повышении температуры до 450—500° С (момент взрыва включения) и выдержке в течение 3 ч приблизительно при этой же температуре минералы-узники не растворяются. По форме кристаллов минерал-узник предположительно диагностируется как карбонат.

В альбите II объем газовой фазы во включениях при комнатной температуре составляет всего 5—10%. Очень часто при этих условиях пузырек находится в подвижном состоянии, что, вероятно, является результатом повышенной плотности газовой фазы. Гомогенизация таких включений происходит в жидкую фазу при 145—190° С. В альбите III температура гомогенизации в жидкую фазу понижается до 127—140° С.

Включения в кварце II и III также характеризуются подвижным при комнатной температуре газовым пузырьком, объем его составляет 5—15% включения. Температура гомогенизации кварца II 140—170° С, кварца III — 127—150° С. Аналогичные температуры зафиксированы и в прожилковом кварце.

В карбонате рудного альбита температуры гомогенизации включений находятся в более узком интервале — 220—230° С. Объем газовой фазы этих включений 10—25%. В более позднем прожилковом карбонате объем газового пузырька уменьшается до 5—10%, а температура гомогенизации включений снижается до 107—150° С.

В рудных полях урановосных альбититов широко развиты кварцевые жилы. В одних из них первичные включения имеют температуру гомогенизации 325—394° С, часто содержат до 60—70 объем.% жидкой углекислоты, в других — первичные включения гомогенизируются при температурах 218—290° С, фаза жидкой углекислоты отсутствует. Первая группа включений соответствует во времени микроклинизации, вторая — альбитизации.

Давление флюида для включений первой группы, рассчитанное по плотности углекислоты (0,657—0,593 г/см^3) составляет 900—1100 бар, следовательно, глубина формирования начальных стадий альбитизации соответствует 4—5 км.

Химический состав водных вытяжек включений указывает на карбонатный состав вод урановосных растворов. На конечных стадиях процесса альбитизации в растворах повышается концентрация хлорида натрия (10—15 экв.% NaCl). Основной компонент газовой фазы — углекислота (75,5—89,5 объем.%), присутствуют также азот и редкие газы (5,0—19,0) и сернистые газы (5,5—7,5 объем.%).

Приведенный выше материал по минералогии и термобарометрии урановосных альбититов указывает на многостадийность их формирования. Альбититы локализуются в калиевых метасоматитах и гранитах и являются заключительным звеном сложного метасоматического преобразования пород с повышенной активностью на ранних этапах — калия, средних — натрия, на заключительных — щелочноземельных элементов. Изменения в химическом составе растворов происходят на фоне снижения температуры, давления флюида и содержания в нем углекислоты, роста активности кислорода. Более ранние разности альбититов развиты шире поздних и тем более рудных, что указывает на локализацию растворов к моменту рудоотложения.

ИСТОЧНИКИ РАСТВОРОВ И РУДНОГО ВЕЩЕСТВА

Взгляды исследователей на генезис месторождений уран-альбититовой формации совпадают в определении гидротермально-метасоматического механизма их формирования. Однако существуют различные мнения относительно источника гидротерм и содержащихся в них соединений Na, U, Zr, CO_2, P_2O_5, H_2S, последовательности и стадийности развития процесса, в том числе связи урановой минерализации с метасоматозом. На основе геолого-петрографических и геохимических исследований А. И. Тугаринов и И. В. Александров [28], В. Б. Коваль [11], Я. Н. Белевцев [5] пришли к заключению, что источником щелочных гидротермальных растворов служили вмещающие породы.

Как указывал В. И. Вернадский [7], вода находится в бесконечном круговороте: атмосфера — подземные воды—атмосфера. В толще земной коры до глубины 25 км непрерывно и интенсивно совершается перемещение воды, здесь зарождаются и функционируют многочисленные водонапорные системы. В областях с активным термодинамическим режимом на глубинах 10—25 км воды находятся ниже критической температуры, минерализованы и обладают высокой химической активностью. Подобные гидротермальные системы возникают в тесной связи с процессами метаморфизма и ультраметаморфизма осадочных толщ. Характер минерализа-

ции глубинных нагретых вод, очевидно, зависит от состава вмещающих пород, в которых они циркулируют. В их формировании участвуют воды, освобождающиеся при метаморфизме и ультраметаморфизме осадочных толщ, и большое количество вод вадозного происхождения. Формирование метасоматитов и приуроченной к ним рудной минерализации в докембрии было связано с многочисленными автономными гидротермальными системами, проявленными так же как и в современных термодинамически активных районах. Этим в основном обусловливаются некоторые, обычно второстепенные, отличия в характере метасоматитов и рудной минерализации однотипных месторождений. Однотипность метасоматитов воспринимается как основание для предположений о единстве источника гидротермальных растворов, что, однако, совершенно невероятно при значительной удаленности объектов одного от другого. Сходство объектов не может служить таким основанием потому, что одинаковые изменения и рудная минерализация наблюдаются в различных геоструктурных зонах и разновозрастных образованиях, для которых нельзя допустить единство источника гидротерм. Однотипность метасоматитов и рудной минерализации, образованных автономными гидротермальными системами, объясняется лишь общим сходством геологических условий, в которых формировались и функционировали гидротермальные растворы.

В каждой гидротермальной системе за время ее функционирования происходят изменения, связанные с сопряженными геологическими процессами в подвижной зоне. Изменения вызваны общим прогрессирующим охлаждением, смешением растворов, их реакционным взаимодействием с породами, нарушениями давлений при трещинообразованиях и др. Нарушения физико-химических параметров в системе вызывают соответственные изменения, которые приводят к образованию различных парагенезисов минералов. Такой подход к развитию гидротермальной системы позволяет при детальном геологическом и минералого-петрографическом изучении объектов выделять минеральные образования, отвечающие определенным отрезкам времени — этапам или стадиям гидротермального процесса.

Состав новообразованных пород при метасоматозе существенно зависит от химического и минерального состава замещаемых пород, с которыми взаимодействуют гидротермальные растворы. В отношении одних пород растворы могут оказаться активными, и в реакциях с ними участвуют многие их компоненты; в других случаях некоторая, даже значительная часть породообразующих минералов или часть компонентов раствора может оказаться пассивной и не участвовать в реакциях. Минералы, устойчивые в отношении растворов, сохраняются в метасоматической породе без заметного преобразования, а минералы, устойчивые в растворах, но не принимающие участие во вновь образующихся минералах, выносятся. Некоторые породы могут быть индифферентны в отношении проходящих растворов, и следы их взаимодействия трудноразличимы. Наконец, при взаимодействии одних и тех же растворов с породами разного состава возникают метасоматиты различного состава, в данном случае проявляется дивергенция процесса. Таким образом, в составе и строении метасоматитов отражаются состав и свойства взаимодействовавших пород и растворов, поэтому анализ всех разновидностей метасоматитов и вмещающих пород позволяет составить некоторые представления о составе и свойствах палеогидротерм.

Для суждения о составе и свойствах растворов, приведших к образованию альбититов, необходимо рассмотреть все разновидности последних, чтобы определить, что в альбититах унаследовано от замещаемых пород и что заимствовано из растворов. Минеральный состав и строение щелочных метасоматитов определяются главным образом типом замещающих пород: по алюмосиликатным породам образуются различные альбититы, по железисто-кремнистым — магнетитовые эгирин-щелочно-амфиболовые породы, по железисто-алюмосиликатным сланцам — рибекит-амфиболовые сланцы и др. [17, 18, 25, 28]. Компоненты, при-

вносимые растворами,— натрий (альбит, эгирин, щелочные амфиболы) и углекислота (щелочноземельные карбонаты). Примером дивергентности процесса является образование альбититов и эгиринитов вследствие *воздействия подобных растворов на породы алюмосиликатного и железисто-кремнистого состава.* Воздействие тех же растворов на мраморы и кварциты не сопровождается какими-либо изменениями. Устойчивыми оказываются и тремолитовые сланцы — воздействие растворов проявляется в незначительном образовании карбонатов, талька и в слабом ощелачивании зерен амфибола. Присутствие в альбититах темноцветных минералов, кварца и минералов железа указывает на связь с составом исходных пород. При воздействии содовых растворов на железистые роговики происходит замещение кварца и некоторой части магнетита эгирином, но количество кремнезема в эгиринизированных и неизмененных разностях пород характеризуется близкими величинами, и, по-видимому, существенного выноса кремнезема не происходит. При изменении параметров процесса (падение давления в связи с трещинообразованием) в амфибол-магнетитовых породах наблюдается развитие карбонатов за счет замещения силикатов с выносом из зоны реакций кремнезема. Поэтому можно полагать, что воздействие ураноносных содовых растворов на амфиболовые породы при оптимальных условиях может привести к образованию существенно карбонатных метасоматитов, несущих урановую минерализацию.

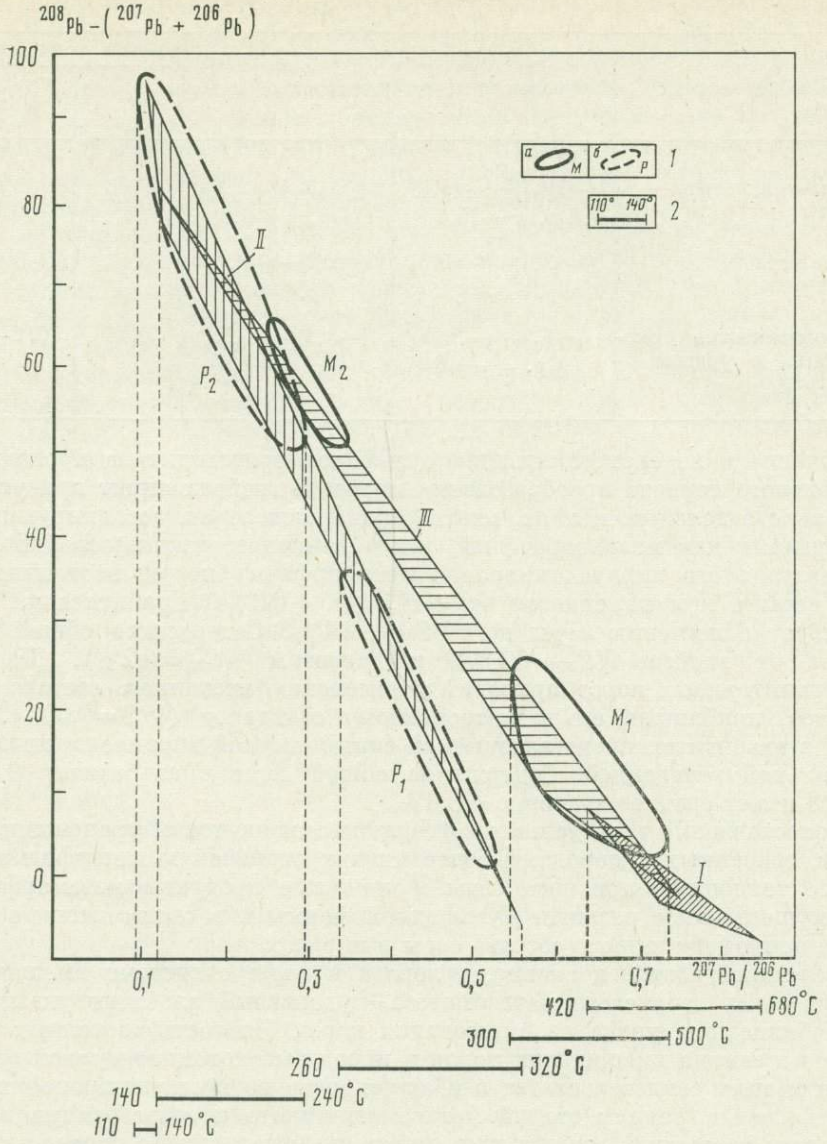
При воздействии содовых растворов на алюмосиликатные породы (сланцы, гнейсы, лейкосиениты, граниты) происходит связывание алюмокремнистых групп полевых шпатов и слюд с натрием в форме альбита; *щелочноземельные элементы, освобождающиеся при замещении* темноцветных минералов, входят в состав новообразующихся темноцветных минералов и карбонатов. На ранних стадиях процесса в первичных породах количество кварца не изменяется, а с увеличением степени альбитизации его количество уменьшается до полного исчезновения.

Для определения источника флюида и рудного компонента большое значение имеет выполненный в последние годы комплекс работ по изучению изотопного состава свинца, углерода и серы во вмещающих породах, метасоматитах и рудах.

В координатах $^{207}Pb/^{206}Pb$ и $^{208}Pb-(^{207}Pb+^{206}Pb)$ наблюдается изменение изотопного состава свинца в ряду вмещающие породы—альбититы—рудные альбититы (фиг. 2). Поле вариаций изотопного состава свинца вмещающих пород имеет параметры: по $^{207}Pb/^{206}Pb$ — от 0,65 до 0,86, а по разнице изотопов ториево- и ураногенных свинцов — от +8,0 до −7,0, что отвечает соотношениям изотопов нормальных свинцов. Эти данные изотопного состава свинца альбититов свидетельствуют о том, что начальная точка их развития приходится на поле вмещающих пород. Все поле соотношений изотопов свинца в альбититах охватывает широкий диапазон, достигая по абсциссе 0,13, а по ординате — 82,3. Верхние участки поля альбититов сопряжены с полем рудных альбититов, что объясняется генетической близостью процессов натриевого метасоматоза и рудообразования на завершающих стадиях.

Привнос гидротермальными растворами урана фиксируется повышенным содержанием ^{206}Pb (max до 86%) и соответственно уменьшением величины отношения $^{207}Pb/^{206}Pb$. Границы вариаций поля рудных альбититов колеблются в тех же координатах — от 0,56 до 0,12 и от +4,0 до −93,0. Максимальная частота встречаемости дает возможность выделить *несколько полей значений изотопного состава свинцов, соответствующих* периодам метаморфических преобразований этих пород. Проведенные параллельно с изотопными измерениями свинца термобарометрические измерения в этих породах подтверждают наши наблюдения.

Изотопный состав углерода и серы изучался по минералам вмещающих пород, альбититам и рудоносным альбититам. В гнейсах $\delta^{13}C=-19{,}1‰$, в гранитах — 14,3‰. В диафторитах наблюдаются вариации $\delta^{13}C$ от −12,1 до −10,6‰. Продукты метасоматической переработки



Фиг. 2. Поля вариаций изотопов свинца во вмещающих породах (*I*), в альбититах (*II*) и в рудных альбититах (*III*)

1 — границы областей максимальной частоты встречаемости: *а* — в метасоматитах и вмещающих породах, *б* — в рудных альбититах; *2* — температура гомогенизации газово-жидких включений

всех типов пород и рудные альбититы имеют вариации $\delta^{13}C$ порядка $-6‰$ в интервале от $-8,9$ до $-2,5‰$. Привнос тяжелого изотопа сопровождался увеличением количества общего углерода в породе (от 0,02 до 1,11%). Это объясняется, по-видимому, привносом в породы тектономагматических зон значительного количества CO_3^{2-}, обогащенного изотопом ^{13}C. Количество привнесенного карбонатного иона было в десятки раз больше, чем содержание его в исходных породах (табл. 3, см. фиг. 2). Для изотопного состава карбонатов из рудных альбититов характерно среднее значение $\delta^{13}C_{кар}=4,8‰$. В рудных альбинитах органическая форма углерода не обнаружена.

Сульфидные минералы наблюдаются во всех разновидностях пород, слагающих месторождение,— гнейсах, мигматитах, гранитах, альбититах.

Таблица 3. Вариации $\delta^{13}C$ и $\delta^{34}S$ месторождений урана уран-альбититовой формации

Вмещающие породы	Вариации $\delta^{13}C$, ‰	Вариации $\delta^{34}S$, ‰	Среднее содержание, %	
			C	S
Гнейсы—мигматиты—граниты	(—19,1)—(—14,3) Ср. = —15,9	(+11,3)—(+2,1) Ср. = +6,8	0,06	0,01
Диафториты	(—12,1)—(—10,8) Ср. = —11,3	(+2,1)—(—3,1) Ср. = 0,0	0,12	0,05
Метасоматические околорудные и рудные альбититы	(—8,9)—(—2,5) Ср. = —4,8	(—3,1)—(—11,8) Ср. = —8,0	0,43	0,1—0,54

Отложение и перекристаллизация сульфидов происходит на протяжении длительного периода преобразования пород. В гнейсах пирит присутствует в виде отдельных мелких, плохо ограненных зерен, ассоциирующих с минералами как меланократовых, так и лейкократовых прослойков. Образование этого пирита синхронно метаморфизму пород, изотопный состав серы в нем изменяется от +11,3 до +6,0‰. Гранитизация способствует облегчению серы до $\delta^{34}S = +2{,}1$‰. Содержание общей серы растет от гнейсов ($C_{\Sigma S} = 0{,}1\%$) к гранитам ($C_{\Sigma S} = 0{,}2\%$). Диафторез гранитоидных пород приводит к изменению изотопного состава серы пиритов, приближая его к метеоритному стандарту ($\delta^{34}S = 0{,}0$‰). Пириты в альбититах представлены как сингенетичной вкрапленностью, так и жильной генерацией. Содержание общей серы в альбититах 0,54%, ее $\delta^{34}S$ имеет среднее значение — 8,0‰.

Сопоставление этих данных с результатами изучения урановых минералов, связанных с породами более низких ступеней метаморфизма, показало тенденцию привноса серы в конечные продукты метаморфизма, преимущественное развитие сульфидной формы и в соответствии с этим «облегчение» изотопного состава серы в пиритах.

Вариации изотопов свинца, углерода и серы в системе вмещающая порода—зона натриевого метасоматоза—рудоносный альбитит указывают на мобилизацию урана из вмещающих пород. Близость изотопных соотношений свинца вмещающих пород и пород высокотемпературной стадии альбитизации свидетельствует о сближенности во времени процессов метаморфизма и ранних стадий метасоматического преобразования пород. Комплекс изотопных данных дает основание утверждать о коровом источнике урана, а постепенное утяжеление значений $\delta^{13}C$ в карбонатах и облегчение $\delta^{34}S$ в пиритах в ходе развития метасоматоза и рудообразования подтверждает установленную по газово-жидким включениям многостадийность процесса и изменение химизма растворов при уменьшении температуры и давления от ранних к поздним стадиям.

РУДООБРАЗОВАНИЕ

Урановые месторождения контролируются зонами глубинных разломов, в пределах которых они приурочены к участкам тектонических осложнений (флексурным изгибам и зонам пересечения разломов), обусловливающим структуры объемного катаклаза. Наблюдается пространственное совмещение метасоматических альбититов и уранового оруденения, карбонатизации и локализации руд, зависимость минерального состава альбититов и руд от минерального состава исходных пород.

По газово-жидким включениям в минералах определена эволюция температур, давлений и химического состава растворов. Эти данные позволили создать основные представления о процессе рудообразования, но детали взаимодействия растворов и вмещающих пород остаются вне поля

нашего зрения. Поэтому геохимический процесс накопления урана в натриевых метасоматитах, включающий ионнообменные реакции между породой и флюидом, параметры, благоприятные для переноса в нем урана, и причины, приводящие к его выпадению из раствора, воспроизводился с помощью экспериментального моделирования. При этом была выяснена зависимость развивающихся минеральных ассоциаций, включая урановые минералы, от температуры, давления, состава и концентрации флюида, минерального и химического состава вмещающих пород [3].

При моделировании природных геологических процессов мы имеем дело с очень сложными, многокомпонентными системами, и исследование их в большинстве случаев носит качественный характер. Они являются продолжением работ, выполненных И. П. Ивановым [9], по экспериментальному изучению процессов ощелачивания пород железорудной формации при воздействии на них натриевых хлоридных растворов, а также по воспроизведению зональности при гидротермальном метаморфизме биотитовых и амфиболовых сланцев при их реакции со сложными хлоридно-карбонатными растворами и участию в этих процессах урана.

Выполнены серии опытов в кислой, нейтральной и щелочной средах, с растворами разного состава и концентрации, в диапазонах температур 90—500° С и давления 50—1000 бар. В результате проведения моделирующих экспериментов установлено следующее.

1. При контакте флюида с породами и минералами, содержащими элементы-восстановители (закисное железо, органику, сульфидную серу и др.), U^{6+} в форме простых ионов при температурах выше 200° С практически не мигрирует.

2. Добавление к раствору углекислоты в интервале температур до 300° С способствует переходу в него дополнительных количеств кальция, магния и железа, при температуре до 400° С — натрия, а выше этой температуры — калия.

3. Уранил-карбонатные комплексы являются главным транспортером урана в растворе. Их устойчивость определяется, помимо температуры и давления, концентрацией раствора. При температурах выше 200° С уранил-карбонатный ион устойчив лишь в концентрированных (не менее 0,1*N*) растворах. В разбавленных (0,01 *N*) растворах формирование уранил-карбонатного комплекса отмечено при температурах ниже 100° С.

4. Сравнение устойчивости урана в концентрированных натриевых и калиевых растворах показало, что в калиевых она находится в более широком диапазоне температур и давлений. Так, в 0,5 *N* растворе K_2CO_3 во всем исследованном диапазоне температур от 200 до 400° С при давлении 300 бар концентрация урана составляет несколько тысяч миллиграммов на литр. В растворе Na_2CO_3 той же концентрации содержание урана при 300° С понижается до сотен, а при 400° С до десятков миллиграммов на литр. Снижение давления до 50 бар при 300° С приводит к почти полному осаждению урана в натриевых растворах, а в калиевых наблюдается лишь небольшое уменьшение концентраций урана.

5. Взаимодействие натриево-карбонатных урансодержащих растворов с породами и минералами в диапазоне температур 200—400° С позволило изучить осадительную способность пород и минералов, развитых на урановых месторождениях (см. фиг. 2). Возможность для осаждения в концентрированных растворах возникает только при температурах выше 300° С. Наибольшей осадительной способностью из минералов обладают пирит и куммингтонит. При взаимодействии с этими минералами находящийся в растворе уран восстанавливается до четырехвалентного состояния и осаждается в форме уранинита. При наличии в системе кварца в этом же диапазоне температур отмечается развитие силикатов урана.

Исследование кинетики перехода урана в карбонатный раствор показало, что благодаря процессу комплексообразования накопление его в растворе происходит значительно быстрее по сравнению с породообразующими элементами. При длительном контакте содержание урана уменьшается в связи с переходом в раствор кремния и алюминия.

На скорость перехода урана в раствор большое влияние оказывает парциальное давление углекислоты. Повышение его до 80—90 бар приводит к уменьшению скорости перехода урана в раствор, к снижению его концентрации в нем.

Приведенный выше геологический и экспериментальный материал дает основание полагать, что процессы рудообразования определяются следующими факторами: а) изменением состава катионной группы раствора в сторону обогащения кальцием, магнием и железом вследствие падения температуры и происходящих при этом ионнообменных реакций; удалением углекислоты при открывании трещин; выпадением из раствора карбонатов и разрушением уранил-карбонатного комплекса; б) смешением урансодержащих карбонатных растворов с хлоридными, приводящим к образованию труднорастворимых карбонатов и осаждению урана; в) разбавлением концентрированных рудоносных растворов метеорными водами.

Переход урана из миграционного состояния в минеральную форму обусловливается освобождением его от защитной оболочки комплексного иона, восстановлением из шести- до четырехвалентного состояния элементами-восстановителями вмещающих пород и растворов. Этим объясняется приуроченность урана к породам с повышенными содержаниями двухвалентного железа, органики и сульфидной серы, широкое развитие в рудных зонах окислов и гидроокислов железа.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Белевцев Я. Н.* Урановые месторождения Канады.— Геология руд. месторождений, 1973, № 2, с. 13—27.
2. *Белевцев Я. Н.* Классификация докембрийских месторождений урана по генетическим признакам.— Геол. журн., 1975, вып. 1, с. 11—17.
3. *Белевцев Я. Н., Гречишников Н. П.* Геолого-структурные и физико-химические условия образования месторождений редкометальных альбититов по геологическим и экспериментальным данным.— В кн.: Геологические структуры эндогенных рудных месторождений. М.: Наука, 1978, с. 98—110.
4. *Белевцев Я. Н., Коваль В. Б.* Генетическая схема урановых месторождений, связанных с натровым метасоматозом в кристаллических породах щитов.— Геол. журн., 1968, вып. 3, с. 3—18.
5. *Белевцев Я. Н., Гречишников Н. П., Крамар О. А.* Структурные условия образования некоторых типов урановых месторождений.— Геология руд. месторождений, 1968, № 5, с. 3—14.
6. *Белевцев Я. Н., Коваль В. Б., Николаенко В. И.* Современные проблемы эндогенного рудообразования. Киев: Наук. думка, 1972. 228 с.
7. *Вернадский В. И.* История минералов земной коры. Т. 2. История природных вод. Л.: Химтеорет, 1933. 201 с.
8. *Елисеев Н. А., Никольский А. П., Кушев В. Г.* Метасоматиты Криворожского рудного пояса. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1961. 204 с.
9. *Иванов И. П.* Эксперименты по гидротермальному метаморфизму слюдяных сланцев в динамических условиях.— В кн.: Труды 6-го совещания по экспериментальной и технической минералогии и петрографии. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 11—14.
10. *Казанский В. И., Крупенников В. А., Омельяненко Б. И., Прусс А. К.* О структурных и петрологических условиях образования ураноносных альбититов.— Геология руд. месторождений, 1968, № 1, с. 3—16.
11. *Коваль В. Б.* Геохимическая модель накопления урана в щелочно-карбонатных метасоматитах докембрия. Киев: Наук. думка, 1980. 148 с.
12. *Левина С. Д.* Об осадочных полевошпатовых породах в отложениях нижней красноцветной толщи нижней перми на Северном Кавказе.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, № 11, с. 23—43.
13. *Лисицина Г. А., Раудонис П. А.* Кварц-альбитовый тип околорудных изменений вмещающих пород на гидротермальных уран-молибденовых месторождениях.— В кн.: Проблемы метасоматоза. М.: Недра, 1970, с. 162—170.
14. *Лучицкий В. И.* Щелочной метасоматоз на территории Украинского кристаллического массива.— Докл. АН СССР. Н. С., 1947, 55, № 1, с. 49—52.
15. *Металиди С. В.* Вольфрам в гентгельвинсодержащих щелочных метасоматитах.— В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Л.: Изд-во ЛГУ, 1971, с. 135—137.
16. *Минеева И. Г., Минеев Д. А.* Геохимические различия рудоносных альбититов докембрия.— В кн.: *Проблемы осадочной геологии докембрия.* М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 2, с. 305—310.

17. *Наумов С. С.* Пространственное распределение фаций натриевого метасоматоза (альбитизация) и место локализации уранового оруденения.— В кн.: Критерии рудоносности метасоматитов. Алма-Ата: ОНТИ КазИМС, 1969, с. 127—129.
18. *Омельяненко Б. И.* Околорудные гидротермальные изменения пород. М.: Недра, 1978. 214 с.
19. Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1953. 616 с.
20. *Павленко А. С.* Особенности метасоматоза в одном из районов Северного Криворожья.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, № 1, с. 81—101.
21. *Половинкина Ю. Ир.* Натровый метасоматоз как закономерность в образовании месторождений железистых кварцитов.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. Сер. 2, 1949, ч. 78, № 1, с. 52—58.
22. *Ракович Ф. И.* Парагенетические ассоциации и стадии минералообразования натриевых метасоматитов.— Геол. журн., 1980, № 6, с. 108—115.
23. *Самойлов В. С., Пожарицкая Л. К.* Фации щелочных и щелочно-карбонатных метасоматитов и их рудоносность.— В кн.: Критерии рудоносности метасоматитов. Алма-Ата: ОНТИ КазИМС, 1969, с. 280—282.
24. *Смирнов В. И.* Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1969. 687 с.
25. *Стрыгин А. И.* Вопросы систематики, генезиса и рудоносности альбититов.— Геол. журн., 1970, вып. 2, с. 103—115.
26. *Стрыгин А. И.* Петрология и рудные формации докембрия Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1978. 258 с.
27. *Тарханов А. В.* Урановоносность альбититов докембрия.— Геол. журн., 1975, № 5, с. 106—114.
28. *Тугаринов А. И., Павленко А. С., Александров И. В.* Геохимия щелочного метасоматоза. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 203 с.
29. *Щерба Г. Н., Масгутов Р. В.* и др. Рудные поля и редкометальное оруденение. Алма-Ата: Наука, 1973. 292 с.

УДК 553.061.2.001.5

И. Д. РЯБЧИКОВ

МОБИЛИЗАЦИЯ РУДНЫХ МЕТАЛЛОВ В КИСЛЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМАХ (ПО ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫМ ДАННЫМ)

Мобилизация рудных компонентов из кислых силикатных расплавов, относимых академиком В. И. Смирновым к ассимиляционно-магматическим источникам минерального вещества [12], происходит посредством экстракции металлов из жидких фаз или кристаллических минералов высокотемпературными газообразными или водно-солевыми жидкими растворами.

В настоящей работе нами проведен количественный анализ подобных процессов и рассмотрены факторы, интенсифицирующие переход рудных элементов в магматические флюиды.

Учитывая, что соотношения между различными летучими компонентами в магматическом флюиде являются одними из главных факторов, определяющих интенсивность экстракции рудного вещества, мы рассмотрим в первую очередь особенности флюидного режима кислых магм.

Для установления состава магматической флюидной фазы гранитоидов имеются различные источники информации, включающие экспериментальное изучение и термодинамические расчеты минеральных равновесий с участием летучих компонентов, исследование микровключений в минералах и др. В результате использования этих разнообразных критериев устанавливается, что главными летучими компонентами кислых магм являются вода, а также соединения углерода, хлора и серы, причем H_2O резко преобладает, а остальные перечисленные компоненты присутствуют в количестве нескольких мольных процентов от общей суммы летучих составляющих [4].

$X_{CO_2}=0{,}07\pm0{,}03$; $X_{NaCl+KCl}=0{,}02\pm0{,}01$; $X_{H_2S}=0{,}01\pm0{,}005$; $X_{HF}=10^{-4}-10^{-3}$. Эти соотношения определяют средний состав магматического

флюида гранитоидов, причем содержания в нем отдельных летучих компонентов могут весьма заметно варьировать в ходе магматической дистилляции ввиду их неодинаковой растворимости в гранитном расплаве. Так, вследствие значительно более низкой растворимости в гранитной магме CO_2 и хлоридов по сравнению с водой [1, 4, 6] раннемагматические растворы могут быть представлены существенно углекислыми флюидами и весьма концентрированными хлоридными рассолами (вплоть до солевых расплавов). В ходе дальнейшей магматической кристаллизации, сопровождаемой дистилляцией флюида, вода, первоначально растворенная в магме, будет переходить во флюид, в результате чего мольные доли CO_2 и хлоридов в нем будут снижаться, приближаясь к приведенным выше средним соотношениям между летучими составляющими магматической системы.

Фтор, в отличие от хлора и CO_2, преимущественно удерживается расплавом, а во флюид и в кристаллические минералы он входит в меньшей степени. В случае гранитных магм с нормальными содержаниями фтора его концентрации в раннемагматическом флюиде порядка $n \cdot 10^{-3}$ мол.%, но в ходе фракционной кристаллизации химический потенциал фтора растет, и в позднемагматической газовой фазе его содержания могут достичь значений $n \cdot 10^{-1}$ мол.%.

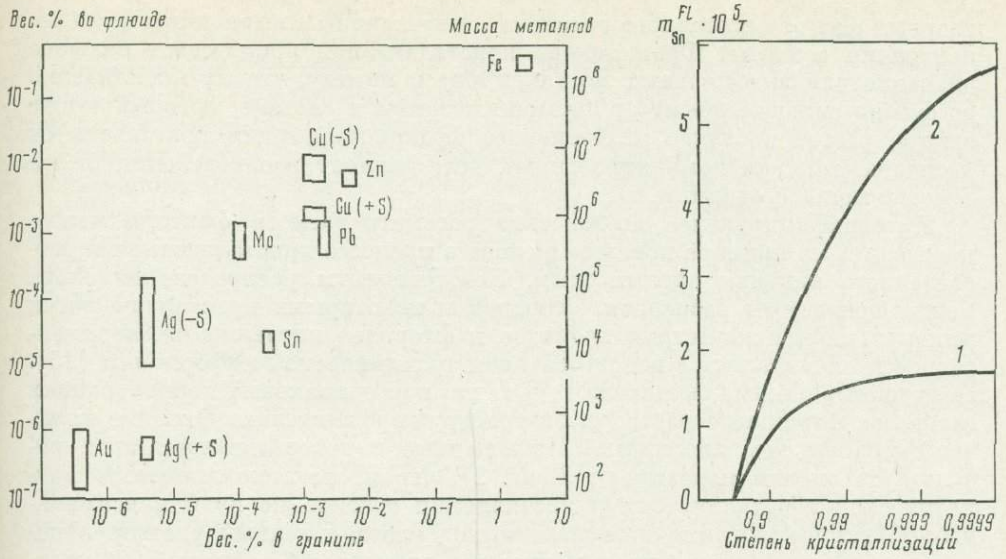
Рассмотрев поведение различных летучих в ходе кристаллизации кислых магм, остановимся далее на их влиянии на мобилизацию и перенос рудных металлов.

Изучение растворимости рудных сульфидов и окислов в условиях низкотемпературного гидротермального процесса показало, что перенос металлов при этом может осуществляться в форме разнообразных комплексных и молекулярных соединений — хлоридных, фторидных, гидрокарбонатных гидросульфидных, гидрооксидных и др., а также в форме простых ионов. Анализ доступной физико-химической информации для условий высоких температур и давлений в первые килобары, приближающихся к параметрам гипабиссального магматического процесса, показывает, что с переходом в надкритическую область набор соединений рудных металлов с анионогенными компонентами становится более ограниченным.

В частности, термодинамический анализ экспериментальных данных (растворимость H_2O в гранитном расплаве, а также реакции дегидратации и декарбонатизации в присутствии флюида с переменными количествами H_2O и CO_2) и расчеты равновесий между минеральными ассоциациями гранитоидов и компонентами высокотемпературных водных растворов показывают, что при температурах, близких к концу магматической кристаллизации, водная фаза, равновесная с гранитоидами, содержит молекулы CO_2 и H_2S, а не ионы HCO_3^- и HS^-, способные образовывать устойчивые комплексы со многими рудными металлами [4, 6]. Отсюда следует, что в качестве важнейших агентов переноса флюидом рудных металлов в магматическом процессе и в высокотемпературных гидротермальных условиях могут выступать только соединения хлора и фтора.

Рассмотрев состав магматического флюида в отношении главных летучих составляющих, можно попытаться выяснить количества рудных металлов, которые могут быть экстрагированы из магмы или из кристаллической изверженной породы водной фазой такого состава. Используем для этого доступную информацию по коэффициентам распределения рудных микрокомпонентов в системе гранитный расплав—кристаллические минералы—водный флюид. Эти данные основываются отчасти на результатах прямых экспериментов, в том числе наших для Sn, Zn, Au, Ag, Cu, Mo [4, 5, 7, 8, 10, 11, 15], а также на термодинамических расчетах с учетом данных по растворимости рудных фаз и оценок активностей рудных компонентов в магматических системах [3, 4] и отчасти на оценках коэффициентов распределения, полученных посредством анализа геохимического материала [4, 15].

Результаты расчетов, использующих эти источники информации для



Фиг. 1. *Массы рудных металлов (в т), переходящие в 1 М хлоридный раствор, взаимодействующий с гранитом со средними содержаниями рудных элементов при* 750° С и 1,5 кбар, при условии отделения от 1000 км³ гранитной магмы 2% водного флюида и концентрации металлов в этом флюиде. Оценка выхода во флюид меди и серебра с поправкой на вхождение части этих металлов в сульфидные фазы (+S) и без учета этого фактора (—S)

Фиг. 2. Зависимость массы олова, перешедшей в водную фазу, от степени кристаллизации очага гранитной магмы объемом 1000 км³ на глубине 5 км для случаев равновесной кристаллизации и дистилляции (*1*) и фракционной кристаллизации и дистилляция (*2*). *Предполагается, что исходная магма содержит кларковые концентрации* олова, фтора и хлора и 2% H_2O

системы одномоляльный хлоридный раствор—гранит, представлены на фиг. 1. Рассмотрение этой диаграммы показывает, что после затвердевания гранитного батолита объемом 1000 км³ металлы халькофильного семейства экстрагируются высокотемпературным хлоридным раствором даже при ординарных валовых содержаниях хлора и рудных элементов в исходной магме в количествах, сравнимых с запасами крупных промышленных месторождений.

Эти данные относятся к гипотетической гранитной системе, в которой устанавливается полное равновесие между расплавом, флюидом и кристаллами, а состав магматического флюида определяется усредненными значениями концентраций летучих компонентов в кислых магмах. В реальных магматических очагах действует целый ряд факторов, вызывающих отклонения от рассмотренной идеализированной картины и влияющих на мобилизацию рудных металлов.

Это в первую очередь относится к возможности протекания процессов *кристаллизационной и эманационной дифференциации не по равновесному*, а по фракционному пути. Интенсифицирующее воздействие фракционной кристаллизации становится особенно важным в случае редкометальных элементов литофильного семейства. Кларковые содержания их в гранитных магмах значительно ниже концентраций насыщения в отношении рудных фаз, и поэтому процессы накопления металлов в остаточном расплаве в ходе затвердевания магм оказываются необходимой предпосылкой формирования магматогенных месторождений. Возможность такого накопления определяется низкими значениями равновесных коэффициентов распределения (т. е. отношений концентраций в минералах и в расплаве) для литофильных редкометальных компонентов, но для реализации этой возможности необходимо протекание магматической кристаллизации по пути, близкому к максимальному фракционированию

твердых фаз от остаточного расплава с интенсивным выравниванием концентраций в магме. Фракционная кристаллизация приобретает большое значение для литофильных металлов еще и потому, что их мобилизация во флюид сильно зависит от потенциала фтора в системе, который также быстро растет в случае интенсивного фракционирования кристаллов от расплава, так как комбинированный коэффициент распределения фтора заметно меньше единицы.

Интенсифицирующее воздействие рассматриваемого фактора можно проследить на примере поведения олова в процессе кристаллизации и ретроградного кипения кислых магм. Коэффициенты распределения олова между гранитным расплавом, флюидом и некоторыми кристаллическими минералами в присутствии хлоридов и фторидов изучались экспериментально и оценивались с использованием геохимической информации [15]. Полученные данные свидетельствуют, что при одинаковых концентрациях галогенов фторидные растворы экстрагируют значительно большие количества олова, чем хлоридные. Проведенные с использованием этих результатов оценки показывают (фиг. 2), что протекание процессов магматической кристаллизации и дистилляции флюида по пути максимального фракционирования повышает выход олова в водный раствор в несколько раз по сравнению с полностью равновесной системой. В частности, после завершения процесса фракционной кристаллизации 1000 км^3 гранитной магмы во флюид должно перейти (с учетом накопления в расплаве и сосуществующей водной фазе как олова, так и фтора) около $6 \cdot 10^5$т Sn. Концентрированная фиксация даже 1% этого количества приведет к формированию крупного промышленного месторождения.

В отличие от литофильных редкометальных элементов халькофильные металлы, в мобилизации которых доминирующая роль принадлежит хлору, должны переходить во флюид более интенсивно на ранних этапах процесса магматической дистилляции, когда в равновесии с кислыми магмами могут находиться высококонцентрированные хлоридные растворы. Участие в процессах мобилизации рудных металлов нагретых рассолов внемагматического происхождения также может иметь важное значение для халькофильных элементов.

Влияние концентрации хлоридов на распределение рудных компонентов между гранитным расплавом и водно-солевой фазой изучалось нами на примере меди и серебра. При этом определено, что выход этих металлов во флюид возрастает более чем на порядок при переходе от одномоляльного к десятимоляльному хлоридному раствору при прочих равных условиях.

Исследования последних лет позволили установить, что кислородный потенциал кислых магматических систем является важным фактором их рудогенерирующей способности. Так, для олова было найдено, что со снижением летучести кислорода предельная концентрация этого металла в гранитном расплаве, сосуществующем с касситеритом, растет вследствие восстановления четырехвалентного олова до двухвалентного [2, 9]. Этот факт может быть интерпретирован как снижение термодинамической активности олова в расплаве при переходе к сильно восстановительным условиям, что в случае одинаковых валовых содержаний олова в магме должно привести к подавлению флюидной мобилизации рассматриваемого металла при очень низких значениях парциального давления кислорода.

В противоположность олову предельные концентрации в водно-гранитном расплаве меди и серебра растут с увеличением окислительно-восстановительного потенциала. Этот эффект, однако, становится заметным только при очень высоких, нереальных для природных магм значений парциального давления кислорода (значительно более высоких, чем для буфера магнетит—гематит). В то же время растворимость рассматриваемых металлов в водно-хлоридных флюидах заметно возрастает при увеличении летучести кислорода от буфера кварц—фаялит—магнетит к буферу гематит—магнетит, т. е. в интервале f_{O_2}, к которому тяготеет большинство кислых магм. В частности, при летучестях кислорода, близ-

ких к буферу гематит—магнетит, коэффициент распределения меди между раствором с 10 *М* концентрацией хлоридов калия и натрия и гранитным расплавом приблизительно равен 100, что в 2,5 раза выше, чем для буфера никель—бунзенит (т. е. при давлении кислорода на 5 порядков более низком) при прочих равных условиях (750° С, 1,5 кбар). Концентрация Cu в водно-солевой фазе, сосуществующей с металлической медью, составляет в этих условиях приблизительно 1,5 вес.%. Подобные высокие содержания меди отмечаются по данным изучения концентрированных водно-солевых фаз, присутствующих в виде микровключений в минералах меднопорфировых месторождений, для которых окислительно-восстановительные условия, концентрации хлоридов во флюидах и температуры существования водно-солевых фаз близки к параметрам проведенных нами опытов [13].

Повышенные значения парциального давления кислорода должны быть благоприятны для мобилизации халькофильных металлов еще и потому, что они способствуют переходу рудных элементов во флюид в форме сульфатных или сульфитных соединений. Экспериментальные данные, подтверждающие этот вывод, имеются для железа, концентрация которого в водной фазе, равновесной с пирротином, магнетитом и гематитом, быстро растет с повышением температуры параллельно увеличению концентрации SO_2 во флюиде [14].

Потенциал серы является еще одним важным фактором, контролирующим переход халькофильных металлов во флюид. Как показывают термодинамические расчеты, проведенные на основе полученных нами экспериментальных данных [7, 11], при значениях летучести серы, характерных для кислых магматических систем [4], в них еще на магматической стадии могут присутствовать сульфиды меди, молибдена и, по-видимому, некоторых других халькофильных металлов в виде отдельных фаз даже в случае кларковых валовых содержаний рудных компонентов.

Повышение концентраций сероводорода во флюиде должно иметь следствием, согласно закону действия масс для реакций типа $Cu_2S + 2HCl = 2CuCl + H_2S$, снижение содержаний хлоридных соединений металлов в водной фазе. Вследствие этого повышение летучести серы может привести при прочих равных условиях к уменьшению общей массы ряда рудных металлов, переходящей во флюид на магматической стадии. Для меди и серебра это иллюстрируется данными, приведенными на фиг. 1. Однако в условиях высоких парциальных давлений серы возрастает вероятность того, что и силикатные расплавы, и сосуществующие с ними флюиды будут насыщены в отношении рудных фаз еще на магматической стадии. В этом случае сульфиды должны начать выделяться из гидротермальных растворов при высоких температурах, близких к магматическим, т. е. при высоком потенциале серы связь рудных месторождений с магматизмом будет более отчетливой.

Следует также отметить, что, если при высоких летучестях кислорода сульфатная форма мобилизации халькофильных элементов приобретает заметный удельный вес, то влияние потенциала серы на ход этого процесса может быть иным, чем в системах с преобладанием хлоридной формы переноса. В присутствии кристаллических или расплавленных сульфидов активность сульфатов во флюиде определяется только парциальным давлением кислорода и не зависит от летучести серы, а при недосыщении системы в отношении сульфидных фаз содержание сульфатных соединений во флюиде растет с увеличением парциальных давлений как серы, так и кислорода. Повышенные летучести кислорода при достаточно высоких потенциалах серы характерны для магматических очагов, с которыми связаны месторождения меднопорфирового типа. Сочетание этих факторов с существованием высококонцентрированных водно-солевых фаз делает эти магматические системы наиболее эффективными в отношении флюидной мобилизации рудных металлов.

ВЫВОДЫ

1. Переход рудных металлов во флюид даже при ординарных содержаниях рудных и летучих элементов в исходной магме осуществляется в ходе процессов кристаллизационной и эманационной дифференциации, сопровождающих становление гранитных батолитов средней величины, в количествах, достаточных для формирования промышленных месторождений.

2. Для редкометальных элементов литофильного семейства существенным фактором, интенсифицирующим их мобилизацию во флюид, является протекание процесса магматической кристаллизации по фракционному пути. Для халькофильных металлов основное значение имеют повышенные валовые количества и концентрации во флюиде хлоридов.

3. Повышение кислородного потенциала способствует переходу в магматический флюид многих рудных металлов.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Кадик А. А., Лебедев Е. Б., Хитаров Н. И.* Вода в магматических расплавах. М.: Наука, 1971. 267 с.
2. *Некрасов И. Я., Эпельбаум М. Б., Соболев В. Г.* Изучение модельной системы $SnO(SnO_2)$ — флюид. Зависимость содержания олова в кварц-альбитовом расплаве от f_{O_2} — Докл. АН СССР, 1979, 247, № 3, с. 696—699.
3. *Рябчиков И. Д.* Содержание цинка в хлоридных растворах, равновесных с минералами гранитоидов в условиях повышенных температур и давлений.— Докл. АН СССР, 1970, 194, № 6, с. 1418—1420.
4. *Рябчиков И. Д.* Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М.: Наука, 1975. 232 с.
5. *Рябчиков И. Д.* Физико-химический анализ условий отделения рудоносных растворов из гранитных магм.— В кн.: Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976, с. 165—177.
6. *Рябчиков И. Д., Орлова Г. П.* Фазовые взаимоотношения в гранитных магмах при $P_{H_2O} \leqslant P_{общ.}$— В кн.: Гранитообразование и летучие. Свердловск: ИГиГ СО АН СССР, 1975, с. 15—24.
7. *Рябчиков И. Д., Рехарский В. И., Кудрин А. В.* Мобилизация молибдена магматическими флюидами в ходе кристаллизации гранитных расплавов.— Геохимия, 1981, № 8, с. 1243—1246.
8. *Рябчиков И. Д., Уолл В. Дж., Бернэм К. У.* Равновесия рудоносных флюидов с кислыми изверженными породами.— Геология руд. месторождений, 1974, № 3, с. 15—26.
9. *Рябчиков И. Д., Дурасова Н. А., Барсуков В. Л., Ефимов А. С.* Окислительно-восстановительный потенциал как фактор рудоносности кислых магм.— Геохимия, 1978, № 6, с. 832—834.
10. *Рябчиков И. Д., Ефимов А. С., Кулигин В. М., Шилин Н. Л.* Физико-химический анализ поведения золота в процессе дегазации кислых магм.— В кн.: Геохимия эндогенных процессов. М.: Наука, 1977, с. 14—19.
11. *Рябчиков И. Д., Орлов Г. П., Ефимов А. С., Каленчук Г. Е.* Медь в системе гранит—флюид.— Геохимия, 1980, № 9, с. 1320—1326.
12. *Смирнов В. И.* Об источниках вещества эндогенных месторождений полезных ископаемых.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 3, с. 3—17.
13. *Eastoe C. J.* Physics and chemistry of the hydrothermal system at the Panguna porphyry copper deposit, Bougainville, Papua New Guinea.— Econ. Geol., 1983, 77, p. 127—153.
14. *Popp R. K., Frantz J. D.* Solubility of iron in Fe-O-H-S fluids.— Carnegie Inst. Wash. Yearb., 1977, 76, p. 601—603.
15. *Ryabchikov I. D., Durasova N. A., Barsukov V. L.* et al. Role of volatiles for the mobilization of tin fromgranitic magmas.— In: Metallization associated with acid magmatism. Pr.: Academia, 1978, vol. 3, p. 385—391.

УДК 557.061.32:550.8

В. А. ЖАРИКОВ

УСЛОВИЯ СКАРНООБРАЗОВАНИЯ ПО ДАННЫМ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Скарновые месторождения давно привлекают внимание исследователей. Это связано прежде всего с их крупным значением для добычи разнообразных полезных ископаемых — железа, меди, вольфрама, молибдена, свинца, цинка, флогопита и др. Постоянный интерес к ним определяется также сложностью и многоэтапностью процессов формирования, правильное понимание которых имеет существенное значение для теории минерало- и рудообразования в целом.

За 100 с небольшим лет изучения скарновых месторождений, отражая перемены общего геологического мировоззрения, были высказаны самые различные гипотезы относительно происхождения скарнов и скарновых руд: 1) гидрохимическая (И. Ламберт, И. Морозевич и др.); 2) метаморфическая (И. Розенбуш, С. Лид и др.); 3) магматическая (Е. Федоров, Х. Иогансен и др.); 4) несколько вариантов метасоматических (В. Линдгрен, А. Заварицкий, В. Гольдшмидт, Д. Коржинский и др.).

К настоящему времени общее признание и всестороннюю разработку получила так называемая контактово-реакционная теория скарнообразования, выдвинутая Д. С. Коржинским [13, 14]. Согласно существующим представлениям [4, 20, 18], скарны возникают в результате реакционного взаимодействия карбонатных с магматическими или другими алюмосиликатными породами при посредстве высокотемпературных магматогенных растворов. По минеральным и типоморфным парагенезисам различают магнезиальные и известковые скарны, которые отличаются также особенностями генетической позиции. Оруденение в подавляющем большинстве случаев (включая все промышленные скопления) развивается позднее скарнирования, или непосредственно сменяя процесс скарнообразования («сопутствующее оруденение»), или является наложенным на скарны («наложенное оруденение») в результате воздействия на скарны растворов следующей (кислотной) стадии одного и того же гидротермального цикла. Поэтому к скарновым месторождениям[1] следует относить промышленные минеральные образования, локализованные в скарновых породах и образованные в результате закономерной эволюции растворов одного и того же гидротермального цикла.

В связи с этим неубедительны появившиеся высказывания [16] о полигенности скарновых месторождений. Размещение руд в скарнах определяется закономерным сочетанием процессов скарнообразования и последующего оруденения. Поэтому вопрос о полигенности скарновых месторождений должен решаться в зависимости от того, существуют ли множественные, принципиально различные пути образования скарнов и локализации в них оруденения. На обе части этого вопроса можно уверенно ответить отрицательно. Не известны иные способы образования скарнов, например, при кристаллизации расплавов или в результате вулканогенно-осадочного процесса, не известны и иные, кроме отмеченных, пути размещения руд в скарнах. Если, естественно, придерживаться определенного понятия о скарнах и скарновых месторождениях. Включение же в группу скарновых месторождений магматических, вулканогенно-осадочных и

[1] Следует отметить, что с позиций семантики название «скарновые месторождения» (так же как «грейзеновые», «карбонатитовые» и др.) не совсем удачно. Лучше было бы: «месторождения в скарнах», «месторождения в грейзенах» и т. д. Но поскольку термины «скарновые месторождения», «грейзеновые месторождения» устоявшиеся, как бы отражают генетическое единство вмещающих метасоматитов и руд, менять их не имеет смысла.

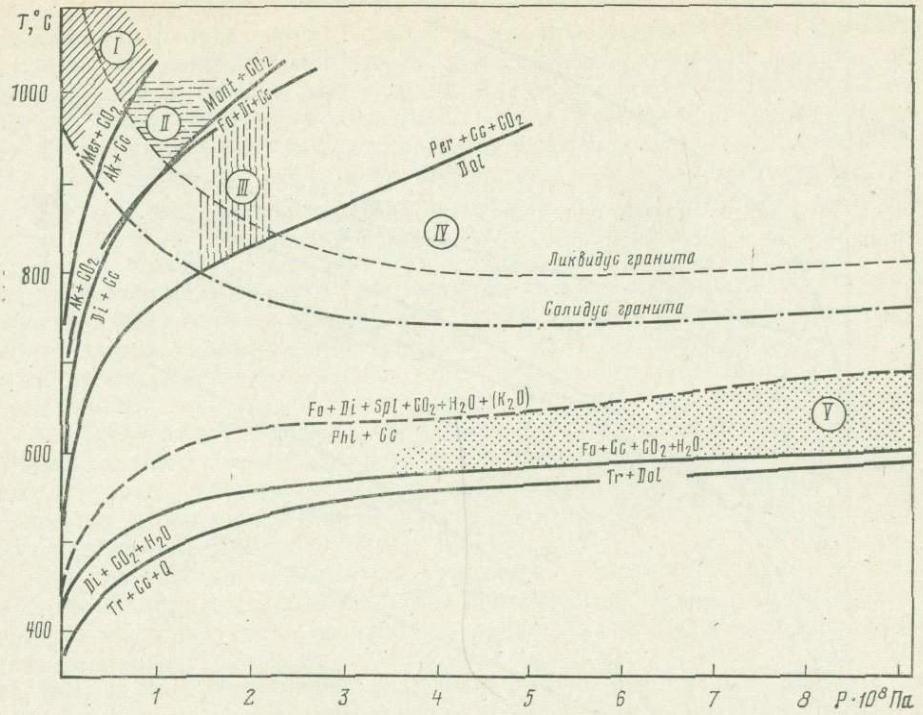
Генетическая схема процессов образования и оруденения скарнов

Стадия гидротермального цикла	T, °C	Фация глубинности		
		гипабиссальная	*мезоабиссальная*	абиссальная
		1–3(4), км $P^F_{max} \leqslant 0{,}25$–1 кбар	3(4)–15(16) км, $P^F_{max} \leqslant 1$–3(4) кбар	15(16)–30(40) км, $P^F_{max} \leqslant 3(4)$–8(10) кбар
Магматическая	650–900	Магнезиальные скарны контактово-инфильтрационные		Магнезиальные скарны контактово-инфильтрационные и биметасоматические
		Образованы при воздействии магматических щелочных растворов с высокой активностью CO_2		
Ранняя щелочная	800	*Известковые скарны биметасоматические* и контактово-инфильтрационные; автореакционные скарны		Магнезиальные скарны биметасоматические и контактово-инфильтрационные: автореакционные скарны
	450–750	Образованы при воздействии послемагматических хлоридных растворов: активность CO_2 зависит от глубинности		
	400–600	*Сопутствующее оруденение* скарнов: Fe-O; Fe-Cu-S; Fe-Co-S и др., флогопит, бораты		Сопутствующее оруденение скарнов: магнетит, флогопит, бораты и др.
		Оруденение связано с возрастанием кислотности растворов		
Кислотного выщелачивания	250–500 (550)	Оруденение связано с наложением на скарны процессов кислотной стадии: 1. Q + *Fsp* метасоматизм (W, Mo, Sn, Zn) 2. Q + *Mu* метасоматизм (Sn, Be, Zn, B) 3. Q + *Ep* + *Act* (*Chl*) метасоматизм (Pb, Zn, Cu) 4. Q + *Ser* и Q + *Ser* + *Ank* метасоматизм (W, Cu, Au, Pb, Zn, Ag, B) и другие типы		
		Отложение рудных минералов происходит в результате взаимодействия кислых рудоносных растворов с основной средой скарнов		

Примечание. Приняты следующие условные сокращения минералов: *Ab* — альбит, *Act* — актинолит, *Ak* — акерманит, *Am* — амфибол, *An* — анортит, *Andr* — андрадит, *Ank* — анкерит, *Bi* — биотит, *Chl* — хлорит, *Cc* — кальцит, *Cor* — корунд, *Cpx* — клинопироксен, *Di* — диопсид, *Dol* — доломит, *Ep* — эпидот, *Fo* — форстерит, *Fsp* — полевой шпат, *Gel* — геленит, *Gr* — гранат, *Gros* — гроссуляр, *Ksp* — калиевый полевой шпат, *L* — ларнит, *Ma* — мариалит *Me* — мейонит, *Mer* — мервинит, *Mu* — мусковит, *Mont* — монтичеллит, *Mt* — магнетит, *Ne* — нефелин, *Per* — периклаз, *Phl* — флогопит, *Pl* — плагиоклаз, *Q* — кварц, *Ran* — ранконит, *Sc* — скаполит, *Ser* — серицит, *Spl* — шпинель, *Til* — тиллиит, *Tr* — тремолит, *Wol* — волластонит.

гидротермально-осадочных железных руд [16], *распространенных в районах развития скарновых месторождений*, с тем чтобы показать полигенность скарновых месторождений, конечно, неправомерно. Железные руды, несомненно, полигенны, но скарново-железорудные и вообще скарновые месторождения представляют генетически единый и однородный тип (или класс) месторождений.

Наше современное понимание главных генетических особенностей процессов образования и оруденения скарнов, а также главные параметры процессов (температура, глубинность, главные особенности состава растворов) показаны в таблице. В ней нашли частичное отражение результаты детальных физико-химических исследований скарнообразования, *проведенных нами с сотрудниками в последние годы*. Эти работы были направлены: а) на экспериментальное и термодинамическое изучение равновесий скарновых минералов и распределение компонентов между ними с целью количественной характеристики разнообразных параметров скарнообразования (температура, *давление*, *активности воды*, *углекислоты* и других вполне подвижных компонентов, кислотность растворов и др.); б) на непосредственное экспериментальное воспроизведение контактово-реакционной, главным образом биметасоматической скарновой зональности и *изучение ее зависимости от различных параметров*.



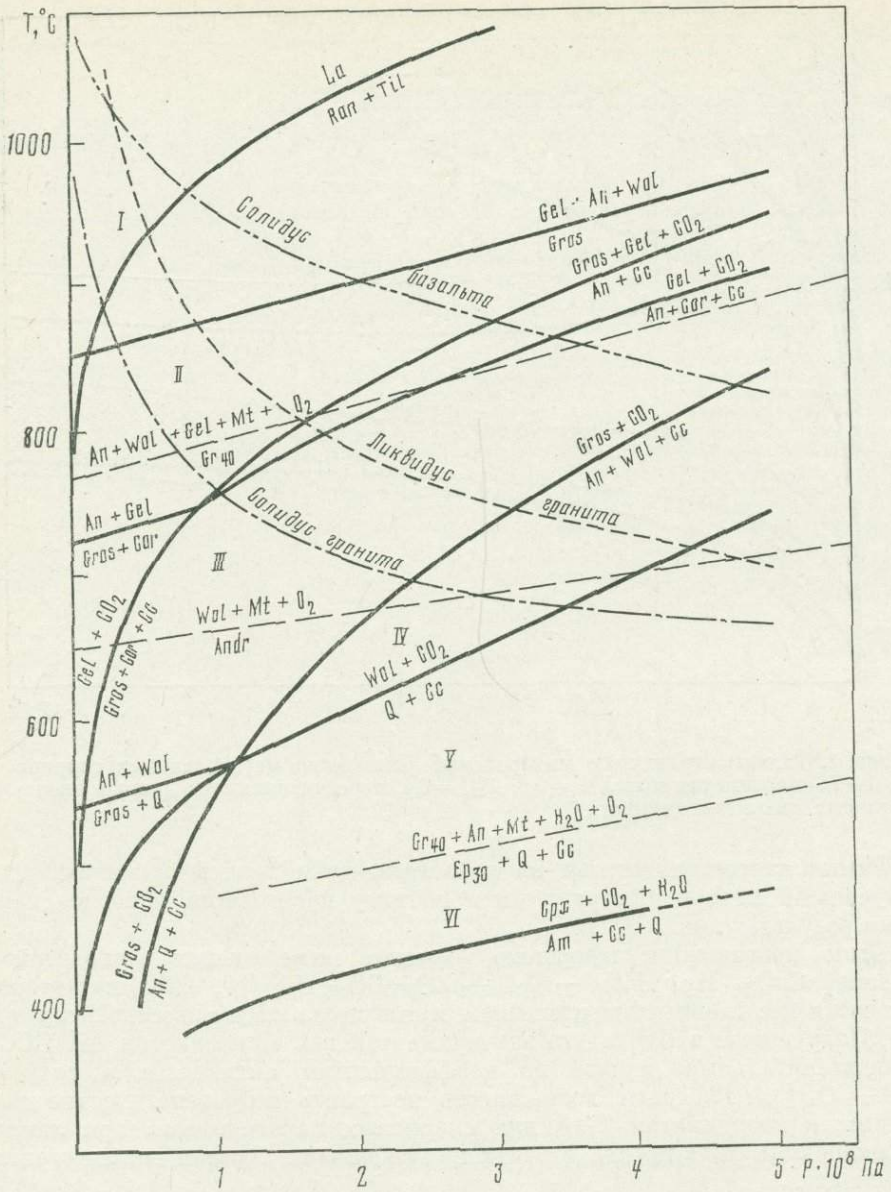
Фиг. 1. Главные граничные минеральные равновесия магнезиальных скарнов в $T-P$ координатах при $X_{CO_2}=0{,}6$, $X_{H_2O}=0{,}4$, пересчитанные из данных экспериментальных исследований

Рамки настоящей статьи не позволяют даже кратко изложить весь полученный материал, ограничимся поэтому некоторыми наиболее важными результатами.

Было проведено и завершено изучение минеральных равновесий в системе $CaO-(Mg, Fe)O-Al_2O_3-SiO_2-CO_2-H_2O$ [7, 22], к которой относятся все главные парагенезисы магнезиальных и известковых скарнов. Полученные в Институте экспериментальной минералогии АН СССР экспериментальные данные по коэффициентам активности в системе H_2O-CO_2 [19, 17] дают возможность построить петрогенетические диаграммы в координатах $T-P$ для скарновых парагенезисов при любых соотношениях H_2O и CO_2, отвечающих эволюции состава магматогенного флюида.

На фиг. 1 представлена $T-P$ диаграмма минеральных равновесий, отвечающих магнезиальным скарнам. Диаграмма рассчитана нами на основании экспериментальных данных по соответствующим минеральным равновесиям в системе H_2O-CO_2 для условий, когда мольная доля углекислоты (X_{CO_2}) равна 0,6, что отвечает содержанию ее во флюиде, отделяющемся от магмы в самый начальный этап кристаллизации, т. е. в магматическую стадию. На диаграмму нанесены также рассчитанные нами по экспериментальным данным для условий $X_{CO_2}=0{,}6$ и $X_{H_2O}=0{,}4$ кривые ликвидуса и солидуса гранита. Положение линий моновариантных минеральных реакций на диаграмме характеризует $T-P$ координаты фаций температуры и глубинности. Согласуя экспериментальные данные и геологические наблюдения, целесообразно выделять для магнезиальных скарнов следующие $T-P$ фации: I — мервинит-шпинелевую, II — монтичеллит-шпинелевую, III — периклаз-шпинелевую, IV — форстерит-пироксен-шпинелевую (бесперикла́зовую, шпинелевую), V — форстерит-пироксен-флогопитовую (бесперикла́зовую, флогопитовую).

$T-P$ поля фаций показаны на диаграмме (см. фиг. 1) соответствующими номерами, и нет необходимости обсуждать их подробнее. Обратим



Фиг. 2. Главные граничные минеральные равновесия известковых скарнов в $T—P$ координатах при $X_{H_2O}=0{,}8$, $X_{CO_2}=0{,}2$, пересчитанные по экспериментальным данным. Для этих условий нанесены также кривые ликвидуса гранита и солидуса гранита и базальта. Показано положение равновесий с гранатом (100% и 40% андрадитовой молекулы) и эпидотом при $f_{O_2}=10^{-20}$ (расчетные данные)

только внимание на широкий диапазон глубинности и оптимальные условия температуры форстерит-пироксен-шпинелевой фации скарнов магматической стадии и форстерит-пироксен-флогопитовой—магнезиальных скарнов послемагматической стадии. Это отражено в подавляющем распространении соответствующих фаций в природных условиях.

На фиг. 2 представлена $T—P$ диаграмма минеральных равновесий, отвечающих известковым скарнам. Диаграмма также основана на экспериментальных данных и пересчитана нами для условий $X_{CO_2}=0{,}2$ (что представляется оптимальным для послемагматического скарнообразования). На диаграмме показаны расчетные моновариантные кривые для равновесий с андрадитом, гранатом, содержащим 40 мол.% андрадита и эпидота с содержанием 30% железистой молекулы, при фуги-

тивности кислорода 10^{-20} (что также представляется оптимальным для условий скарнообразования). Как и на предыдущей $T-P$ диаграмме (см. фиг. 1), нанесены кривые солидуса гранита, базальта, кривая ликвидуса гранита (также для условий $X_{H_2O}=0{,}8$, $X_{CO_2}=0{,}2$). Представленная диаграмма дает количественную основу для рационального выделения $T-P$ фаций известковых скарнов: *I* — ларнитовую, *II* — геленитовую, *III* — гроссуляровую, *IV* — волластонитовую, *V* — пироксен-гранатовую, *VI* — пироксен-эпидотовую. Нетрудно видеть, что ларнитовая и геленитовая фации образуются в особых условиях малых глубин и высоких температур в контактах с основными интрузивами. Другие фации обычны для известковых скарнов. В зависимости от состава граната поля гроссуляровой и волластонитовой фаций могут перекрываться, и для природных парагенезисов удобнее их объединять в одну волластонитовую фацию. Волластонитовая, пироксен-гранатовая и пироксен-эпидотовая фации зависят главным образом от температуры, отражая температурные ступени скарнообразования. В связи с обсуждаемыми вопросами отметим, что экспериментальные исследования показали обратные соотношения между гроссуляровой (которая оказалась менее глубинной) и волластонитовой (более глубинной) фациями по сравнению с выделявшимися ранее минералогическими фациями глубинности [12].

Для определения глубинности скарновых образований, кроме реакций карбонатизации, экспериментальные данные по которым были продемонстрированы, нами было предложено использовать составы сосуществующих минералов: скаполит — плагиоклаз, скаполит — гранат [3, 5, 20]. На фиг. 3, *а* представлена диаграмма распределения кальциевого минала между сосуществующими скаполитом и плагиоклазом в природных парагенезисах различных зон глубинности. Из уравнения обменной реакции

$$\underset{(Ma)}{NaAlSi_3O_8}\cdot 0{,}33\,NaCl + \underset{(An)}{CaAl_2Si_3O_8} + 0{,}33\underset{\text{(в растворе)}}{CaO} + 0{,}33CO_2 =$$
$$= \underset{(Me)}{CaAl_2Si_2O_8}\cdot 0{,}33\,CaCO_3 + \underset{(Ab)}{NaAlSi_3O_8} + 0{,}33\underset{\text{(в растворе)}}{NaCl}$$

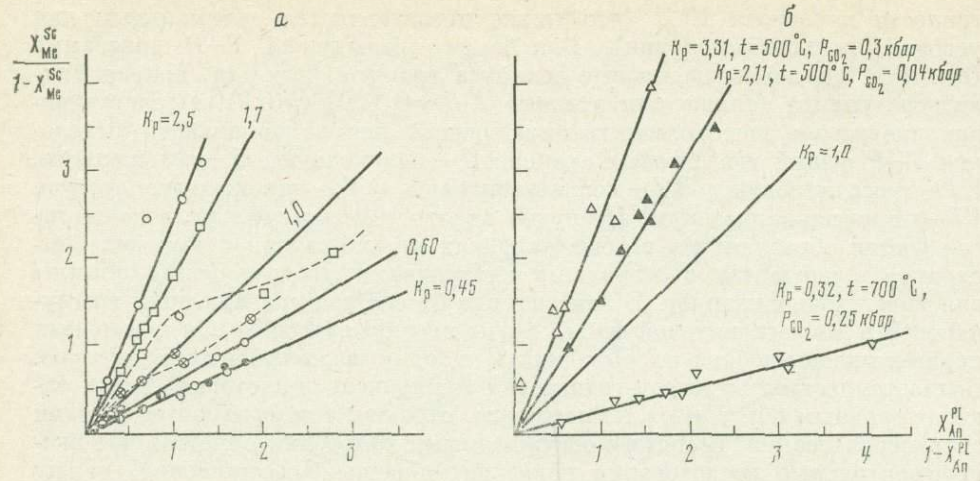
и выражения константы распределения

$$\frac{X^{Sc}_{Me}}{1-X^{Sc}_{Me}} : \frac{X^{Pl}_{An}}{1-X^{Pl}_{An}} = K^0_p \frac{[CaO]^{0,33}\,[CO_2]^{0,33}}{[NaCl]^{0,33}} = K'_p\,[CO_2]^{0,33} = K_p$$

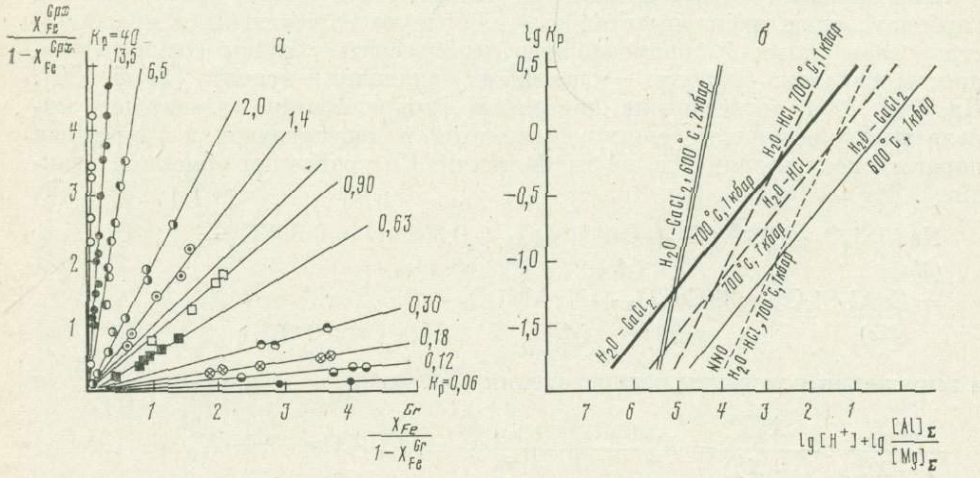
видно, что составы сосуществующих скаполита и плагиоклаза зависят от активности (фугитивности) углекислоты. Увеличение с глубиной фугитивности углекислоты приводит к повышению основности скаполита, сосуществующего с плагиоклазом.

Эти соотношения были проверены экспериментально [7,15] и принципиально подтвердились. В фиг. 3, *б* приведена диаграмма результатов экспериментального изучения зависимости сосуществующих составов скаполита и плагиоклаза от температуры и мольной доли (парциального давления) углекислоты во флюиде (общее давление постоянно и равно 1 кбар). Увеличение мольной доли и парциального давления углекислоты приводит к смещению равновесия в направлении ассоциации более основного скаполита с плагиоклазом (это хорошо видно для изотермы 500° С). Заметное влияние на распределение скаполит—плагиоклаз оказывает также температура. Можно ожидать, что при более высоких температурах (600—800° С) зависимость состава сосуществующих скаполита и плагиоклаза от фугитивности углекислоты будет еще более существенной и полностью соответствующей выявленным природным закономерностям.

Скарны образуются в условиях вполне подвижного режима не только углекислоты и воды, но и многих других компонентов — щелочей, щелочноземельных элементов и железа. Исследование зависимости параге-



Фиг. 3. *Зависимость парагенетических составов скаполита и плагиоклаза от углекислоты по природным (а) и экспериментальным (б) данным*



Фиг. 4. Зависимость от кислотности железистости клинопироксена и граната в скарновых парагенезисах (*а*) и константы распределения железа между пироксеном и гранатом по экспериментальным данным (*б*)

незисов и составов сосуществующих минералов от активностей (химических потенциалов) вполне подвижных компонентов представляет хотя и трудный, но наиболее эффективный путь выявления физико-химических условий скарнообразования.

Интересные результаты в этом направлении получены нами по изучению зависимости железистости сосуществующих пироксена и граната известковых скарнов от кислотности раствора. На фиг. 4, *а* представлена диаграмма сосуществующих составов пироксена и граната, построенная на основании изучения природных парагенезисов из различных скарновых месторождений [2, 20]. Из приведенного уравнения обменной реакции

$$\underset{(Cpx_{Mg})}{CaMgSi_2O_6} + \underset{(Gr_{Fe})}{Ca_{1,5}FeSi_{1,5}O_6} + \underset{\text{(в растворе)}}{Al(OH)_3} + H^+ + e^- = \underset{(Cpx_{Fe})}{CaFeSi_2O_6} +$$

$$+ \underset{(Gr_{Al})}{Ca_{1,5}AlSi_{1,5}O_6} + \underset{\text{(в растворе)}}{Mg(OH)_2} + H_2O$$

и выражения константы распределения

$$\frac{X_{Fe}^{Cpx}}{1-X_{Fe}^{Cpx}}:\frac{X_{Fe}^{Gr}}{1-X_{Fe}^{Gr}}=K_p^0\frac{[H^+]\,[e^-]\,[Al(OH)_3]}{[H_2O]\,[Mg(OH)_2]}=K'_p\,[H^+]\,[e^-]\,\frac{[Al]_\Sigma}{[Mg]_\Sigma}=$$
$$=K''_p\,[H^+]\,[e^-]=K'''_p\,[H^+]=K_p$$

железистость сосуществующих пироксена и граната зависит от многих факторов: T, P, активностей Al и Mg, pH, окислительно-восстановительных условий, и поэтому сделанное нами предположение, что главным фактором, определяющим распределение

$$\frac{X^{Cpx}}{1-X_{Fe}^{Cpx}}:\frac{X^{Gr}}{1-X_{Fe}^{Gr}}=K_p,$$

является кислотность растворов (т. е. $K_p=K_p'''[H^+]$), не у всех исследователей встретило полное понимание. Поэтому нами было предпринято экспериментальное изучение этого распределения. Эксперименты (более 100 опытов) были весьма сложными и трудоемкими: использовалась двухампульная методика с минеральными буферами для поддержания постоянными фугитивностей кислорода и активностей (концентраций) магния и алюминия. На фиг. 4, *б* представлены результаты экспериментальных исследований [8] в виде диаграммы $\lg K_p$ в зависимости от кислотности ($\lg[H^+]$), скорректированной на концентрацию Al и Mg в растворе: $\lg[H^+]+\lg(Al/Mg)$, где Al и Mg — суммарная их концентрация в растворах. Значение $\lg(Al/Mg)$ невелико, но введение этой поправки дает хорошую линейную зависимость константы распределения от кислотности раствора. Как следует из диаграммы, изменение температуры, давления (плотности раствора), окислительно-восстановительного потенциала влияет на абсолютные значения величины K_p, однако во всех типах опытов главной, ведущей является зависимость K_p от pH.

Экспериментальное подтверждение зависимости железистости сосуществующих пироксена и граната от кислотности раствора имеет существенное значение и в прикладном аспекте. Нами установлено [2, 4], что различные типы скарновых месторождений характеризуются различными величинами K_p. Для скарново-вольфрамовых, скарново-молибденовых, скарново-редкометальных месторождений величина K_p заметно больше единицы ($K_p=6{,}0-40{,}0$); для скарново-железорудных, скарново-медных, наоборот, K_p много меньше единицы ($K_p=0{,}06-0{,}60$). Состав наложенного на скарны оруденения в значительной мере определяется кислотностью воздействующих растворов, и железистость сосуществующих пироксена и граната выступает в качестве индикатора потенциальной рудоносности.

Для характеристики физико-химических условий скарнообразования, особенно причин и условий возникновения магнезиальных или известковых скарнов, важное значение имеет зависимость скарновых парагенезисов от активностей кальция и магния. Экспериментальные данные такого рода пока отсутствуют, хотя методика разработана и исследования начаты. Можно надеяться, что в ближайшее время условия скарнообразования будут охарактеризованы и в количественных значениях активностей магния, кальция и железа.

Обратимся теперь к другой области экспериментального скарнообразования, к рассмотрению результатов, полученных прямым экспериментальным моделированием биметасоматического взаимодействия различных сред в условиях высоких температур и давлений. К настоящему времени получено более 500 биметасоматических экспериментальных колонок, отражающих достаточно широкий спектр физико-химических условий скарнообразования [6, 9—11]. Для того чтобы кратко, но достаточно полно охарактеризовать экспериментальный материал, на фиг. 5 представлена обзорная схема.

Условия и типы проведенных опытов следующие:

«Экзоконтактовая» среда	Растворы, в присутствии которых осуществлялись взаимодействия	«Эндоконтактовая» среда
CaO, MgO	H_2O, NaCl, KCl, $CaCl_2$	SiO_2, кварц
CaO + MgO	$MgCl_2$, $FeCl_2$, $AlCl_3$	$SiO_2 + Al_2O_3 + Fe_2O_3$
$CaCO_3$, $MgCO_3$	Na_2CO_3, Na_2SiO_3, NaF	Альбит + кварц
$CaMg(CO_3)_2$	NaOH, KOH и др.	Гранит
Известняк	$C = 0{,}1—3$ моль	Гранодиорит
Доломит	pH = 3,0—11,5	Габро и др.

Дополнительно следует сообщить, что, кроме обычной $T = 600°$ С, отдельные опыты проводились в интервале от 400 до 900° С (при $T = 800$ и 900° С рабочая камера располагалась в установке высокого газового давления). В некоторых опытах давление составляло 2 и 4 кбар. Была проведена также серия опытов с различной мольной долей CO_2 (при $P = 1$ кбар).

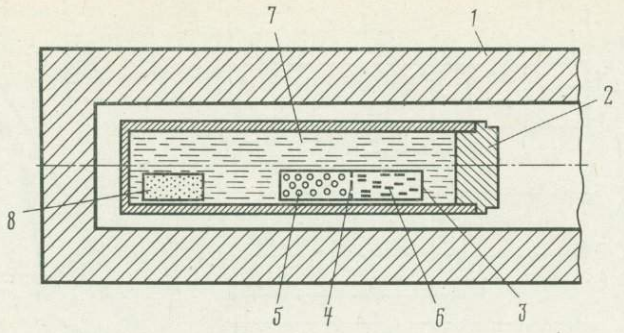
Не имея возможности представить весь экспериментальный материал, приведем общую характеристику результатов, сопроводив их характерными примерами.

Следует отметить, что биметасоматическое взаимодействие происходит в присутствии любых растворов и даже чистой воды. Независимо от состава воздействующего раствора в контакте двух химически неравновесных сред образуется биметасоматическая колонка реакционных зон, сложенных известково-магнезиально-железистыми силикатами и алюмосиликатами. Колонки возникают в условиях достижения и явного приближения к состоянию локального равновесия. Об этом свидетельствует много признаков: воспроизводимость колонок в тождественных условиях, закономерное изменение состава минералов — твердых растворов по зонам колонок, резкие, отчетливые границы между реакционными зонами и другие признаки. Характерно, что резкие, четкие границы фиксируются и при исследованиях на «микроуровне». На фиг. 6 представлена биметасоматическая микрозональность, образованная в контакте доломита и гранодиорита; показано строение колонки, приведены микрофотографии распределения Ca и Fe в характеристическом излучении (снято на микрозонде «Camebax»). Особенно рельефно видна форстеритовая зона.

Этот пример служит также иллюстрацией общей закономерности образования природных и экспериментальных метасоматических колонок, выражающейся в одновременном возникновении всех зон колонки. Многочисленные опыты разной продолжительности показывают, что с самого начала взаимодействия (как только становится возможной рентгеновская диагностика) возникают все зоны метасоматической колонки, которые затем четко обособляются и испытывают пропорциональное разрастание. Причем размеры обособленных зон исчисляются сотыми долями миллиметра (все поля 0,3 мм).

Второй вывод заключается в том, что общий облик биметасоматической реакционной зональности определяется главным образом составом исходных реагирующих сред. Влияние растворов выражается прежде всего в создании условий для диффузионного взаимодействия и поддержания определенного уровня кислотности, который в значительной мере обусловливает растворимость и миграционную активность компонентов. Влияние состава растворов (точнее, катионной составляющей) находит естественное отражение в составе эндоконтактовых зон — парагенезисы с калиевым полевым шпатом в калиевых растворах и др. Рассмотрим эти соотношения на примерах.

На фиг. 7 представлены типичные результаты опытов биметасоматического взаимодействия известняков и гранитоидов; показано строение биметасоматических колонок, полученных при $T = 600°$ С и $P = 1$ кбар в присутствии различных растворов от кислых (верхняя колонка) к щелоч-

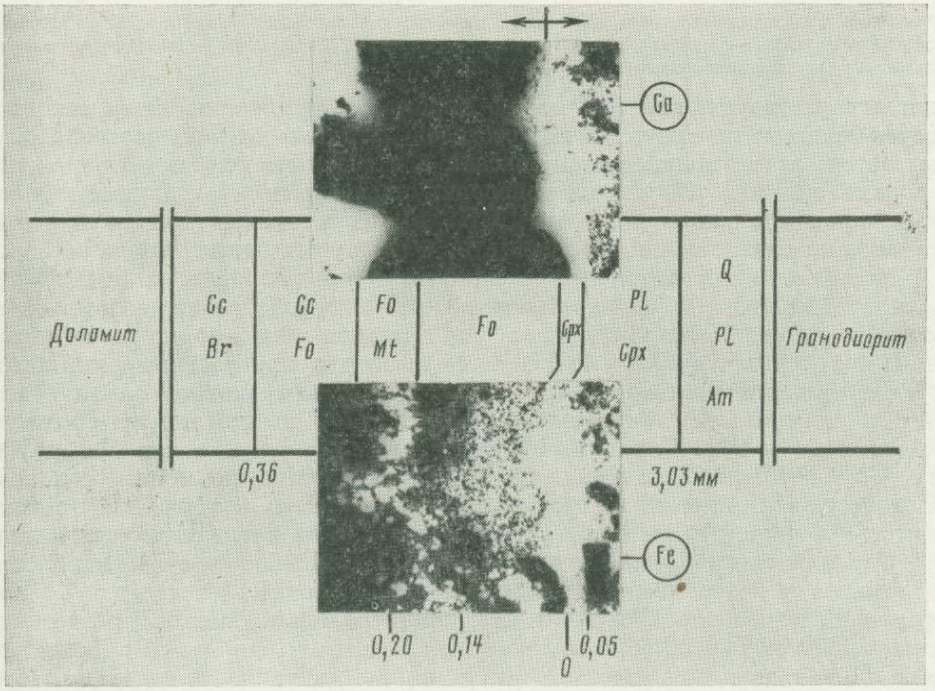


Фиг. 5. Схема и типы опытов по экспериментальному моделированию биметасоматического взаимодействия

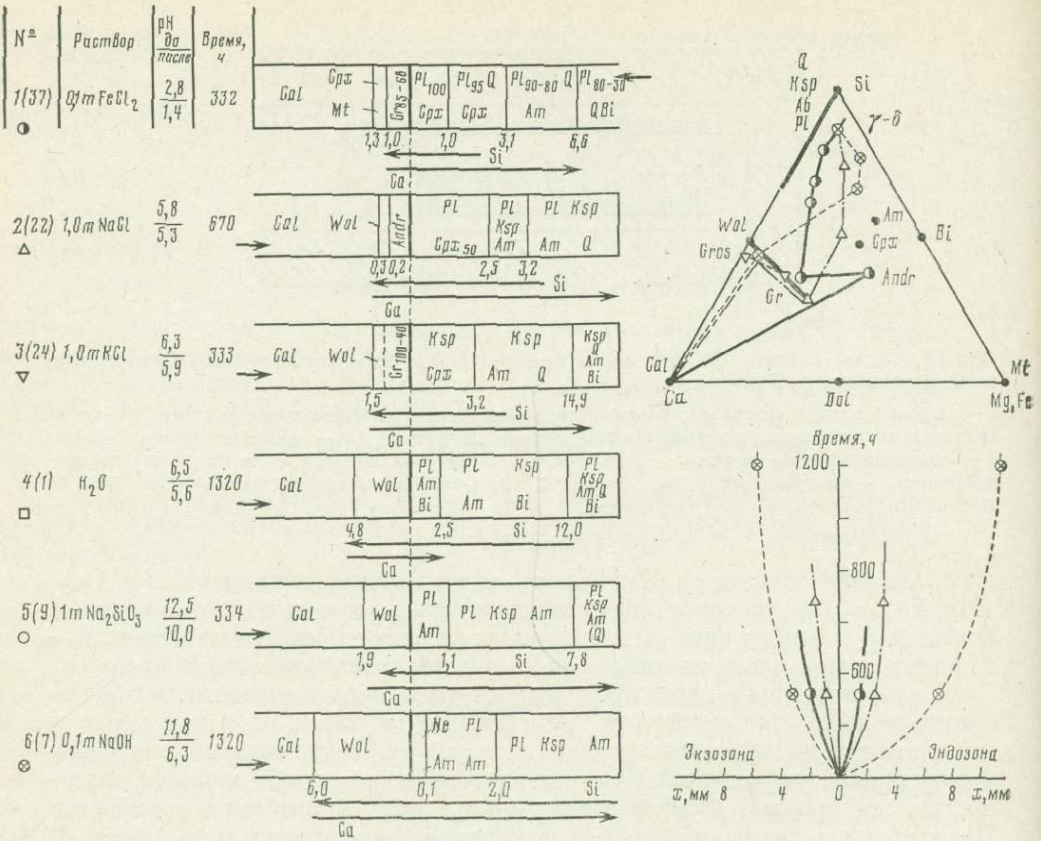
1 — внешний корпус автоклава; *2* — реактор; *3* — ампула с реагирующими средами; *4* — сетка (кольцо), маркирующая первоначальный контакт двух сред; *5* — «экзоконтактовая» среда; *6* — «эндоконтактовая» среда; *7* — растворы, в присутствии которых осуществляется взаимодействие; *8* — минеральный буфер; T=600° С, P=1·10^8 Па, продолжительность от 330 до 1320 ч

ным (нижние колонки). Справа на треугольнике в координатах Ca — (Mg, Fe) — Si отражено изменение химического состава по зонам колонок. Нижний правый график в координатах x (расстояние от контакта) — t (время) показывает мощности эндо- и экзоконтактовых зон в колонках.

В качестве общей характеристики отметим, что интенсивность биметасоматического взаимодействия максимальна в щелочных растворах и уменьшается по мере возрастания кислотности. Мощности эндо- и экзоконтактовых зон определяются главным образом миграционной активностью кремнезема, которая, естественно, выше в щелочных растворах. Показательны также обратные соотношения относительных содержаний Ca/(Mg+Fe) в эндо- и экзозонах колонок, образованных в щелочных и



Фиг. 6. Экспериментальная биметасоматическая колонка, образованная в контакте доломита и гранодиорита, T=600° С, P=1·10^8 Па, время опыта 385 ч, раствор 1,0 M NaCl, кислородный буфер Ni—NiO (пояснения в тексте)



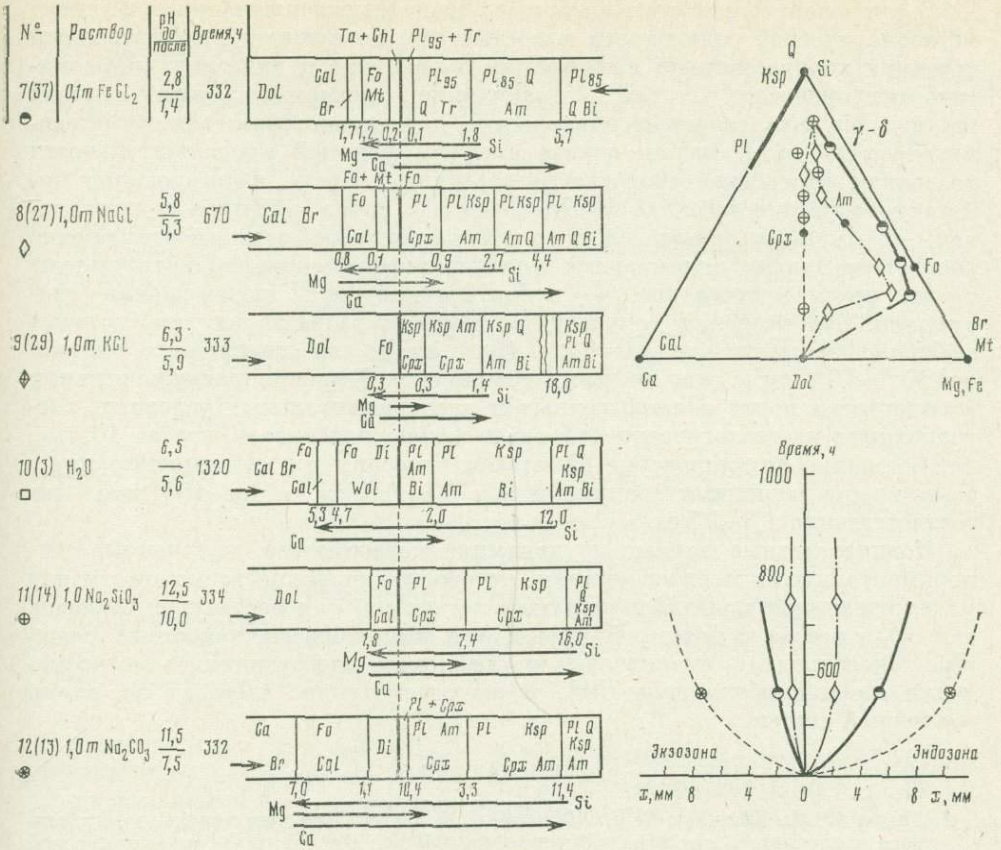
Фиг. 7. Типовые результаты опытов по биметасоматическому взаимодействию известняков и гранодиоритов

Стрелки с индексами элементов указывают их «миграционную подвижность», вертикальная пунктирная линия — первоначальный контакт исходных сред; цифры — расстояние от контакта, мм (пояснения в тексте)

кислых растворах, как это можно видеть по положению фигуративных точек колонок на треугольнике составов. Влияние состава раствора сказывается: а) на появлении пироксена и в экзоконтактовых зонах в растворах $FeCl_2$ и $MgCl_2$; б) на появлении парагенезисов с калиевым полевым шпатом в растворах KCl, KOH; в) на миграционной активности глинозема: глинозем не диффундирует в щелочных растворах.

В качестве другого примера на фиг. 8 представлены типичные результаты опытов по биметасоматическому взаимодействию доломитов и гранодиоритов. Так же как и на фиг. 7, здесь показано строение колонок, полученных при $T=600°$ С и $P=1$ кбар в присутствии различных по кислотности растворов — от кислых (верхняя колонка) через близкие к нейтральным (средние колонки *8—10*) к щелочным (нижние колонки *11* и *12*). Справа на треугольнике в координатах Ca — (Mg, Fe) — Si отражено изменение химического состава по зонам колонок. Наконец, нижний правый график в координатах x (расстояние от контакта) — t (время) показывает мощности экзо- и эндоконтактовых зон.

Как и в рассмотренных выше опытах, интенсивность взаимодействия доломитов и гранодиоритов максимальна в щелочных растворах, но минимальна не в кислых, а в близких к нейтральным. Мощности эндоконтактовых зон всегда больше экзоконтактовых, но не за счет привноса магния, а благодаря высокой миграционной активности кальция (это важно). Диффузия магния сильно ограничена. Характерно, что вследствие этого в кислых и нейтральных условиях происходит относительное накопление магния в экзоконтактовых зонах — это хорошо видно на



Фиг. 8. Типовые результаты опытов по биметасоматическому взаимодействию доломитов и гранодиоритов

Условные обозначения те же, что на фиг. 7

треугольнике составов по положению вариационных линий и фигуративных точек зон. Парагенезисы экзо- и эндоконтактовых зон мало зависят от состава раствора (кроме очевидных парагенезисов с калиевым полевым шпатом в калиевых растворах).

Отсутствие явно выраженной зависимости строения биметасоматических колонок от состава раствора характерно и для контактов с известняками, и для контактов с доломитами и названо нами [6] конвергенцией метасоматитов. Это явление, открытое при экспериментальных исследованиях, общее для самых различных типов метасоматитов, имеет важное значение для понимания процессов околорудного метасоматизма и оруденения. Конвергенция метасоматических образований, т. е. способность возникновения сходной зональности в присутствии различных по составу растворов, объясняется тем, что главные закономерности строения биметасоматических колонок определяются активностями кальция, магния и кремнезема в зоне встречной диффузии. Раствор выступает в роли среды, благоприятствующей их диффузии, и конкретный состав его не имеет существенного значения, отражаясь лишь во второстепенных особенностях строения и состава зон.

Следует также обратить внимание на асимметричность строения биметасоматических колонок: мощности экзо- и эндоконтактовых зон, как правило, различны и зависят прежде всего от общей кислотности растворов. Это тоже неожиданный результат экспериментальных исследований: при изучении природной скарновой зональности всегда принималось, что совпадение мощностей эндо- и экзоскарновых зон является характерным признаком их диффузионного биметасоматического происхождения.

В заключение отметим следующее. Экспериментальное моделирование метасоматической зональности представляет, по существу, единственный источник количественной информации о кинетике и динамике метасоматических процессов. Только экстраполяцией экспериментальных данных можно получить сведения о скоростях и времени образования метасоматических тел. В нашем случае опыты различной продолжительности позволили определить скорости разрастания и время формирования биметасоматических колонок. Из приведенных выше графиков x (расстояние) $-t$ (время) можно видеть, что полученные зависимости вполне удовлетворительно описываются простым диффузионным уравнением типа $x=wt$, где x — расстояние, t — время, w — скорость перемещения границ зон. Это позволило определить скорости разрастания зон, которые оказались в диапазоне $w=10^{-11}-10^{-10}$ см^2/с для внутренних границ, $w=10^{-9}-10^{-8}$ см^2/с для внешних границ зон. Вводя поправку на разницу в пористости пород в естественных и экспериментальных условиях, экстраполируя на геологические объекты, можно подсчитать, что за 10 тыс. лет возможно возникновение биметасоматических тел суммарной мощностью между внешними границами зон 0,6—0,8 см, а за 100 тыс. лет соответственно 1,8—2,5 м.

Количественные данные по динамике метасоматоза, полученные экспериментальными исследованиями, открывают широкие возможности для математического моделирования метасоматизма, как частных его сторон, так и процессов в целом. Примеры, как нам кажется, успешных решений такого рода применительно к проблемам диффузионного метасоматизма нами опубликованы [1], и их рассмотрение выходит за рамки настоящей статьи.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Демин Ю. И., Дмитриев В. И., Жариков В. А.* Математическая модель диффузионного метасоматоза с взаимодействием зон.— В кн.: Проблемы физико-химической петрологии. М.: Наука, 1972, т. 2, с. 97—118.
2. *Жариков В. А.* Соответствие составов сосуществующих пироксена и граната известковых скарнов.— Докл. АН СССР, 1966, 170, № 2, с. 425—428.
3. *Жариков В. А.* Зависимость от глубинности сосуществующих составов скаполита и плагиоклаза.— Докл. АН СССР, 1966, 170, № 4, с. 936—938.
4. *Жариков В. А.* Скарновые месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968, с. 220—302.
5. *Жариков В. А., Власова Д. К.* Контактово-инфильтрационные скарны Чорух-Дайрона.— В кн.: Метасоматизм и оруденение. М.: Наука, 1975, с. 5—80.
6. *Жариков В. А., Зарайский Г. П.* Экспериментальные исследования метасоматизма: состояние, перспективы.— Геология руд. месторождений, 1973, № 4, с. 3—18.
7. *Жариков В. А., Федькин В. В.* Исследования в области физико-химической минералогии и петрологии.— В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1982, вып. 10, с. 5—35.
8. *Жариков В. А., Аксюк А. М., Коржинский М. А.* Влияние кислотности раствора на распределение железа между пироксеном и гранатом.— В кн.: Проблемы физико-химической петрологии. М.: Наука, 1979, т. 1, с. 46—60.
9. *Зарайский Г. П., Жариков В. А., Стояновская Ф. М.* Экспериментальное изучение биметасоматического скарнообразования. Ч. 1. Взаимодействие окислов и карбонатов кальция и магния с кварцем.— В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1974, вып. 4, с. 29—71.
10. *Зарайский Г. П., Жариков В. А., Стояновская Ф. М.* Экспериментальное изучение скарнообразования. Ч. 2. Взаимодействие окислов и карбонатов кальция и магния с алюмосиликатными средами.— В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1975, вып. 5, с. 16—50.
11. *Зарайский Г. П., Жариков В. А., Стояновская Ф. М.* Экспериментальное исследование влияния состава растворов на биметасоматическую скарновую зональность.— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1978, с. 48—62.
12. *Коржинский Д. С.* Факторы равновесия при метасоматизме.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1950, № 3, с. 21—49.
13. *Коржинский Д. С.* Образование контактовых месторождений.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1945, № 3, с. 18—34.
14. *Коржинский Д. С.* Очерк метасоматических процессов.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1953, с. 332—452.
15. *Котельников А. Р.* Экспериментальное исследование скаполит-плагиоклазового равновесия в гидротермальных условиях.— Докл. АН СССР, 1977, 237, с. 923—925.

16. *Овчинников Л. Н.* О полигенности скарновых железорудных месторождений.— Геология руд. месторождений, 1980, № 3, с. 58—73.
17. *Шмулович К. И., Шмонов В. М., Мазур В. А., Калиничев А. Г.* Соотношения *P—V—T* и активность—концентрация в системе H_2O—CO_2 (гомогенные растворы).— Геохимия, 1980, № 12, с. 1807—1824.
18. *Einandi M. T., Meinert L. D., Newberry R. I.* Skarn deposits.— Econ. Geol., 1981, 75 th Anniv. vol., p. 317—391.
19. *Shmulovich K. I., Shmonov V. M., Zharikov V. A.* The thermodynamics of supercritical fluid systems.— In: Advances in physical geochemistry. Spring.-Verl., 1982, vol. 2, p. 174—190.
20. *Zharikov V. A.* Die Mineralparagenesen der Kalkskarns.— Freiberg, Forschungsh. C, 1968, **231**, T. II, s. 71—86.
21. *Zharikov V. A.* Skarns.— Intern. Geol. Rev., 1970, **12**, p. 541—555, 619—647, 760—775.
22. *Zharikov V. A., Shmulovich K. I., Bulatov V. K.* Experimental studies in the system CaO—MgO—Al_2O_3—SiO_2—CO_2—H_2O and conditions of high-temperature metamorphism.— Tectonophysics, 1977, **43**, № 1/2, p. 143—165.

УДК 553.2:551.24

Д. И. ГОРЖЕВСКИЙ, В. Н. КОЗЕРЕНКО

О СВЯЗИ ПРОЦЕССОВ ЭНДОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ С ГЕОЛОГИЧЕСКИМ РАЗВИТИЕМ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Авторы ранее уже касались проблемы закономерностей развития эндогенного рудообразования в истории развития земной коры, однако появление в самое последнее время новых материалов делает вполне уместным дополнительное рассмотрение этой проблемы. Среди них должны быть прежде всего отмечены работы В. И. Смирнова, Б. Г. Лутца, Г. Б. Удинцева, А. Ф. Береснева, В. М. Гордина. Различные эндогенные рудные образования приурочены к материкам, в пределах океанических пространств выявлены лишь незначительные по масштабам проявления эндогенной рудной минерализации, и их связь с океаническими структурами весьма проблематична.

Главные структурные элементы земной коры — материки и океаны — образовались не только в связи с различным сочетанием эндогенных и экзогенных процессов, но также определяются различным характером процессов в пределах этих крупных структур верхней оболочки Земли. К материкам следует относить и материковые массы, включающие внутренние моря, и окраинные структуры, органически с ними связанные.

Среди геологических процессов, определяющих эволюцию земной коры в течение всей ее геологической истории, следует выделять геосинклинально-платформенный и рифтогенальный, значение которых особенно подчеркивается в последнее вермя. Имеющиеся данные позволяют считать, что последний процесс в конце палеозоя— начале мезозоя играл весьма существенную роль в формировании главнейших структур Земли.

Геологические исследования до последнего времени были сосредоточены главным образом в пределах материков, и только недавно началось интенсивное изучение геологии океанов.

В пределах океанических пространств (в географическом понимании этого термина) расположены островодужные территории, которые большинством исследователей рассматриваются в качестве площадей, переживающих в настоящее время геосинклинальное развитие, поэтому их нельзя причислять к океаническим структурам. Наиболее крупная область подобного строения занимает западную часть Тихого океана, значительно меньшие площади приурочены к западной окраине Атлантического океана и малые по размерам территории зафиксированы в области Тетиса к западу от Средиземного моря.

Эволюция процессов рудообразования детально может быть прослежена лишь в пределах материков. Рассмотрение структур материковой части земной коры позволяет выделить в их пределах древние докембрийские платформы и различные по возрасту складчатые геосинклинальные сооружения фанерозоя. Рубеж между образованием этих разнотипных структур, резко отличающихся как по характеру структурных форм, так и по совокупности геологических процессов, является важнейшей вехой в истории геологического развития Земли. Она разделяется на три главных мегахрона — археохрон, мезохрон и неохрон. Дальнейшие более дробные подразделения следует производить лишь в пределах этих главнейших этапов в развитии земной коры.

Древнейшие комплексы Земли, характеризующиеся «овоидной» тектоникой архея и частично протерозоя, существенно отличаются от более молодых линейных структурных форм. Этот структурный рубеж, по-видимому, близок к концу формирования древних платформ и заложению резко отличающихся геосинклинальных систем фанерозоя («Umbrouch», по Г. Штилле). Формирование геосинклинальных систем неохрона, как справедливо отмечает В. Е. Хаин [18], началось в верхнем протерозое (около 1200—1000) либо несколько раньше — 1400—1300 млн. лет. Е. М. Лазько [7] считает, что этот рубеж определяется цифрой радиологического возраста порядка 1200 млн. лет. Следует отметить, что подобные крупные рубежи в различных регионах проявляются в несколько отличное время, и мы имеем возможность говорить лишь о некоторых средних цифрах.

Более древние образования мезохрона, имеющие большое значение в формировании рудных богатств Земли, сложены комплексами нижнего и среднего протерозоя. Среднему протерозою мы придаем значительно более широкие рамки, чем это принято в советской геохронологической шкале 1964 г. [1], где он приходится на интервал 1900—1600 млн. лет, что плохо согласуется с тектонической периодизацией и особенно с металлогеническими данными. От верхней границы (~1200 млн. лет) до рубежа с нижним протерозоем, который лучше всего датировать средним значением в 1800 млн. лет, протекает значительный отрезок в 600 млн. лет, мало отличающийся от других подразделений протерозоя. Нижней границей нижнего протерозоя, входящего также в мезохрон, следует, по-видимому, считать границу между протерозоем и археем, которая датируется цифрами 2700—2500 млн. лет. Древнейший этап геологического развития Земли включает поздний архей и катархей. На основании данных сравнительной планетологии нижняя его граница датируется цифрой, близкой к 4500 млн. лет.

Докембрийская история земной коры, охватывающая два древних мегахрона — археохрон и мезохрон, хотя и характеризуется весьма большой длительностью, превышающей 3 млрд. лет, не отличается большой сложностью и напряженностью тектонических процессов. В этот огромный промежуток времени включено лишь немного геотектонических циклов, и в отличие от более позднего этапа они характеризуются чрезвычайно большой растянутостью по временно́й шкале. В процессе этих древнейших движений возникают в целом относительно простые, большей частью брахиформные либо неправильные по общим очертаниям структуры, значительно усложненные лишь в деталях, поэтому некоторые исследователи это состояние земной коры рассматривают как близкое к пластичному. Лишь в мезохроне, особенно позднем, в ряде случаев образуются уже линейные структуры. Изучение древнейших разрезов выявляет обычно элементарные геосинклинальные циклы с преобладанием вулканогенных образований в низах разрезов, с постепенным их вытеснением сначала терригенными образованиями, а потом терригенно-карбонатными и карбонатными фациями. Общая мощность древних разрезов велика, но с учетом огромных временны́х интервалов их формирования следует считать, что скорость накопления древних вулканогенно-осадочных образований была относительно небольшой.

Вертикальная дифференцированность разрезов археохрона и мезохрона сочетается с большим латеральным их однообразием, и этим они отличаются от разрезов подвижных зон неохрона. Археохрон характеризуется также отсутствием четко выраженных стабильных структур; именно поэтому эту древнейшую стадию В. В. Белоусов [2] называет пангеосинклинальной (пермобильной).

Весьма важны для понимания как особенностей геологических процессов, так и металлогении ранних этапов развития Земли работы Б. Г. Лутца [10], который считает, что в это время геотермический градиент в активных поясах примерно соответствовал современному геотермическому градиенту. Однако сама геотерма в коре была сдвинута в область высоких температур. Последнее обстоятельство можно связать с высокой температурой поверхности Земли, которая могла приближаться к венерианской. Формирование древних платформ происходило в течение длительного времени, охватывающего интервал около 700 млн. лет (а может быть, и несколько больше). Этот период выделен как эра (ассинская, по Г. Штилле; рифейская, по Н. С. Шатскому). Эта эра является длительным этапом становления древних платформ, она включает ряд тектонических эпох, варьирующих по времени в разных частях Земли. Причем выявляется, что устойчивые платформы формируются раньше, а образование подвижных платформ затягивается, и в ряде случаев на значительное время.

Отмеченные геологические особенности древнейших этапов археохрона и мезохрона определяют существенные отличия металлогении этих двух древних мегахронов от более молодого этапа развития Земли. Отличия металлогении этих этапов достаточно существенны, однако имеются и некоторые черты сходства. Для обоих древних этапов характерно развитие семейства железистых кварцитов и роговиков. Эти чрезвычайно важные в экономическом отношении образования, включающие главную часть запасов железных руд Земли, формировались в течение огромного отрезка времени — примерно 2,5 млрд. лет, охватывающего большую часть археохрона и мезохрона, хотя выявляется достаточно ясная эволюция их формационных типов [17] (см. таблицу). Также сходны хромитовые месторождения, встречающиеся в образованиях археохрона и мезохрона, некоторые месторождения марганца и редкометальные пегматиты (тип Бикита).

Отличие металлогении двух древних мегахронов достаточно определенно проявлено как по характеру, так и по интенсивности оруденения того или иного типа. Металлогения неохрона резко отличается от металлогенических особенностей двух более древних геохронов (см. таблицу). В археохроне земная кора была слабо расчленена, в мезохроне в ее пределах сформировались структуры типа протогеосинклиналей, протоплатформ и областей протоактивизации, а в неохроне она раздробилась на серию различных типов геосинклинальных и геоантиклинальных структур, платформы и области тектоно-магматической активизации. В зависимости от характера и истории тектонического развития в каждом типе перечисленных структур формировались специфические рудные формации (см. таблицу).

Мы уже упоминали, что современная эндогенная металлогения — это металлогения материков. В. И. Смирнов подчеркивал, что «в структурах дна океана развиты исключительно базальтоидные формации магматических пород альпийского этапа геологической истории. Никаких реальных месторождений полезных ископаемых в них пока не выявлено» [15, с. 15]. Несмотря на то что к настоящему времени в пределах океанических пространств проведен большой объем дренажных работ и бурения океанического дна, вывод В. И. Смирнова полностью сохраняет свою силу.

Особо должны быть рассмотрены также области и районы современных островных дуг, которые, по данным большинства исследователей, представляют собой современные, «живые» геосинклинальные системы. Г. Штилле [19] отмечал, что резкая латеральная неоднородность

Изменение характера структур и рудных формаций в эволюции земной коры

Металлогенический *этап, период*	Геологический возраст, млрд. лет	Характерные типы структур, рудные формации		
I. Археохрон (зачаточно-геосинклинальный или нуклеарный)	3,8—2,5	*Слабо расчлененная земная кора*		
Гранито-гнейсовый		Редкометальные и мусковитовые пегматиты (натриево-литиевые пегматиты Африки, Западной Австралии и Бразилии)		
Супракрустальный		Скарновые месторождения *флогопита* и магнетита (Анабарский массив, Алданский щит) Плутоногенные с ультрамафит-мафитовой группой формаций: сульфидно-никелевые, платино-хромитовые (*Камбалда*, Австралия); Монче-Тундра, СССР; Гренландия; Шотландия; Индия; Южная Африка) *Вулканогенные с базальт-андезит-дацит-риолитовой группой формаций: гематит-магнетитовая Киватинского типа, медно-цинк-колчеданная, золото-сульфидно-кварцевая (Исуа, Гренландия; Абитиби, Канада; Биг-Стабби, Австралия; Колар, Индия; Поркьюпайн, Канада и др.)		
II. Мезохрон (протогеосинклинальный период)	2,5—1,0	*Расчлененная земная кора*		
		Протогеосинклинали	Протоплатформы	*Области* протоактивизации
		Мусковитовые и редкометальные пегматиты (*Канада, Южная Африка*, о-в Мадагаскар и др.); гематит-магнетитовые (иногда с марганцем); железорудная криворожского, итабиритового или лептитового типа (Украина, Канада, Бразилия, Швеция и др.); медноколчеданная (Финляндия, Швеция); колчеданно-полиметаллическая (Австралия)	Медно-никелевая (Канада; Печенга, СССР); золото-урановые конгломераты (Южная Африка, Канада); медистые песчаники (Удокан)	Платино-хромитовая (Южная Африка); карбонатиты с сульфидными *медными* рудами (Палабора, Южная Африка), апатитовыми и флогопитовыми залежами; щелочные метасоматиты с урановыми и никель-урановыми рудными формациями

III. Неохрон (геосинклинально-платформенный период)	1000—0	*Интенсивно расчлененная земная кора*											
		Эвгеосинклинали на базальтовой коре (первичные, в том числе кайнозойские)				Эвгеосинклинали на гранитной коре (вторичные эвгеосинклинали)				Терригенные геосинклинали на базальтовой коре			
		геосинклинальная стадия		орогенная стадия		геосинклинальная стадия		орогенная стадия		геосинклинальная стадия		орогенная стадия	
		Медноколчеданная (Урал); медно-цинково-колчеданная (Урал); титаномагнетитовая (Урал); хромитовая (Урал); скарново-магнетитовая (Урал); скарновая меднорудная (Урал)		Золото-сульфидно-кварцевая (Урал); золото-кварцевая (Урал)		Колчеданно-полиметаллическая (Алтай, Юго-Западный Гиссар, Малый Кавказ)		Полиметаллическая (Алтай)		Медно-цинково-колчеданная (Большой Кавказ); колчеданно-полиметаллическая (Большой Кавказ)		Молибден-вольфрамовая скарновая (Большой Кавказ); ртутная и сурьмяно-ртутная	
		Интенсивно расчлененная земная кора											
		Терригенные геосинклинали на гранитной коре				Карбонатно-терригенные геоантиклинали				Платформы		Области тектоно-магматической активизации	
		геосинклинальная стадия		орогенная стадия		геосинклинальная стадия		орогенная стадия				фемические	сиалические
		Месторождения отсутствуют		Редкометальные пегматиты (Калба); редкометальные альбититы; касситерит-кварцевая (Калба); вольфрамит-кварцевая (Калба)		Месторождения отсутствуют		Свинцово-цинковая скарновая (Тянь-Шань); шеелитовая скарновая (Тянь-Шань); касситерит-сульфидная (Забайкалье); молибденитовая грейзеновая (Центральный Казахстан); халькопирит-молибденитовая медно-порфирового семейства (Малый Кавказ); медистые песчаники и сланцы (Центральный Казахстан)		Свинцово-цинковая стратиформная в известково-доломитовых породах (США, Канада, Сибирь); медистые песчаники и сланцы (Польша, ГДР); пятиэлементная формация		Медно-никелевая (Сибирь, Африка); алмазная (Африка, Сибирь); карбонатитовая	Олово-вольфрамовая, оловорудная и бериллиевая грейзеновая; редкометальные граниты и альбититы; флюорит-бертрандит-фенакитовая

внутри земной коры заключается в противоположности сиалических континентальных блоков и симатического основания океанских глубин. Поэтому фундаментальную проблему тектоники составляет проблема пространственной концентрации сиаля и крупные континентальные блоки. Она становится еще более актуальной с учетом того весьма важного обстоятельства, что эндогенное оруденение развито практически лишь в пределах материков.

Б. Г. Лутц [10] показал, что главнейшие планетарные структуры Земли — континенты и океаны — различаются не только характером коры, но и ее происхождением. Магматические массы, слагающие главную часть литосферы Земли, формируются в пределах океанов и континентов в результате различных процессов, которые определяют, по-видимому, принципиальные отличия их рудоносности, связанные со значительно более полной дифференцированностью континентальных магматических масс по сравнению с океаническими. В общем континентальная кора на Земле сформировалась раньше океанической. Наиболее древние породы (около 4 млрд. лет) на нашей планете выявлены в кислых сиалических массах на континентах. Формирование океанической коры, судя по возрасту осадочных пород и по многочисленным определениям радиологического возраста базальтов океанического дна, происходило в основном в мезозое и кайнозое. Подобные же соотношения выявляются и на других планетах земной группы, например на Луне. Континентальная кора Луны сформировалась в интервале 4,6—4,0 млрд. лет, в то время как «морская» возникла значительно позже, в отрезке времени 3,8—3,3 млрд. лет. Согласно ныне существующим представлениям, в верхней мантии Земли выплавляются силикатные расплавы, отличающиеся по составу от исходного ультраосновного субстрата. Поведение различных химических элементов в этом процессе носит резко дифференцированный характер.

Б. Г. Лутц, как и многие другие исследователи, пришел к выводу, что петрохимический подход к анализу магматических процессов не дает необходимого эффекта и в значительной степени себя исчерпал. Он использовал понятия, которые употребили Д. Х. Грин и А. Е. Рингвуд [21] при анализе генезиса базальтовых магм. Они подразделили составляющие их химические элементы на группу когерентных и некогерентных элементов. Поведение элементов первой группы определяется относительной тугоплавкостью—легкоплавкостью и подчиняется механизму селективного плавления и кристаллизационной дифференциации. Вторая группа элементов может накапливаться в магматических продуктах многократно. Их поведение не может быть объяснено указанным выше механизмом и связывается с режимом флюидных газообразных веществ. Важно подчеркнуть, что именно с ними связывается и преобладающая часть рудных компонентов магматических расплавов. Для объяснения поведения этих элементов Б. Г. Лутцем [8, 9] была создана гипотеза мантийного кислотного выщелачивания некогерентных элементов резко восстановленными кислотными флюидами.

Идеи газового переноса элементов и «фильтрующихся колонн» высказывались многими исследователями в начале нынешнего века. Они развивались Д. С. Коржинским [5] в его концепции трансмагматических растворов. Эти растворы — продукты глубокой дегазации мантийного вещества — не только провоцируют появление магматического расплава с определенными петрохимическими свойствами, но и создают эффективную флюидопроводящую зону, в которой по вертикали может длительно существовать восходящий поток сквозьмагматических растворов. Близкое содержание вкладывалось Ю. А. Кузнецовым [6] в представления об «интраталлургических потоках». Эти идеи перекликаются также с представлениями А. П. Виноградова о глобальной дегазации Земли; в последние годы эти положения обсуждались ведущими петрологами нашей страны (В. С. Соболевым, А. А. Маракушевым, Ф. П. Летниковым и др.). Существо концепции кислотного выщелачивания заключается

в том, что ювенильные подкоровые растворы, обогащенные восстановленными формами летучих компонентов, прежде всего водородом, обладают высокой кислотностью. Реагируя с породами мантийного субстрата, растворы выщелачивают элементы, занимающие в ряду кислотно-основных свойств наиболее щелочную позицию. В результате этого процесса растворы экстрагируют некогерентные элементы и обогащаются ими многократно. Так как с глубиной окислительный потенциал кислорода падает, а восстановленность мантийных флюидов возрастает, то и процесс кислотного выщелачивания будет усиливаться; следствием будет являться то, что наиболее щелочные магмы являются и наиболее глубинными. Необходимо также отметить, что с увеличением глубины генерации магм отношение близких по своим свойствам некогерентных элементов смещается в сторону более щелочного, что может служить указателем и мерой глубинности очагов генерации магмы.

Наблюдаемая сейчас вулканическая деятельность связана в основном с двумя типами активных структур земной коры: 1) мировой системой океанических рифтов, общая протяженность которых оценивается примерно в 90 тыс. км; 2) современными геосинклинальными структурами (островными дугами) Тихоокеанского кольца и частично Тетиса.

Сравнение продуктов континентального и океанического вулканизма на Земле привело Б. Г. Лутца к выводу, что появление и рост континентальной коры тесно связаны с глубинной дегазацией земного вещества и с плавлением и дифференциацией мантийного вещества. Этот процесс интенсивно протекает на ранних этапах геологической истории и постепенно затухает. Океанический же базальтовый вулканизм обусловлен плавлением мантийного вещества без интенсивного притока флюидов. Поскольку этот процесс связан с постепенным накоплением тепла в результате распада радиоактивных элементов, то проявляется он много позже.

Таким образом, механизм магмообразования, характерный для континентальных масс, обеспечивает большую дифференцированность магматических продуктов. В пределах материков развиты породы от ультраосновных до ультракислых и щелочных и комплексы различных магматических пород обычно интенсивно дифференцированы. Для океанических структур типичен значительно более ограниченный ряд дифференциатов основных—ультраосновных пород, отличающихся относительно низкой степенью дифференцированности. Как подчеркнуто В. И. Смирновым, рудоносными являются интенсивно дифференцированные магматические комплексы, и поэтому почти полное отсутствие эндогенных месторождений в пределах океанов находит естественное объяснение в геохимических исследованиях Б. Г. Лутца.

Эти выводы расширяют возможности металлогенического анализа. При этом следует учитывать и потенциальную металлоносность магм. Так, основные вулканиты, характерные для океанического эндогенного режима, во многих случаях весьма сходны с аналогичными образованиями, типичными для платформенного эндогенного режима (трапповые серии); однако рудно-геохимические их особенности достаточно резко индивидуальны. С толеитовыми базальтами океанов и их щелочными разновидностями ассоциирует незначительная рудная минерализация, в то время как с траппами континентов (во многих случаях достаточно интенсивно дифференцированными) связаны многие промышленно-ценные месторождения (карбонатиты, алмазоносные кимберлиты, различные типы железорудных месторождений и относительно редко встречающиеся сульфидные медно-никелевые месторождения и др.). Следует отметить, что вывод о молодом (мезозойском и кайнозойском) возрасте вулканитов океанических структур в результате дальнейших исследований может измениться.

Большое значение для понимания геологического строения дна океанов и формирования океанических впадин имеют исследования Г. Б. Удинцева, в которых была подчеркнута важность рифтового процесса. Этот процесс, названный авторами рифтогенальным, вероятно, сопоставим по

своему значению с геосинклинальным и играет особую роль в формировании молодой коры океанического типа.

В области континентального шельфа и склона, в пределах так называемых окраин пассивного (атлантического) типа, выявлены явные доказательства значительных (до 5—10 км) погружений относительно древних (допозднеюрских) и молодых поверхностей континентов. Особенно убедительные результаты в этом отношении дают данные глубоководного бурения [16]. Погружение подводных окраин обычно происходило путем *постепенного перегиба континентальной флексуры, осложненной сбросами* (восточная окраина Северной Америки, северный склон Бискайского залива, побережье Западной и Восточной Африки). Во многих местах, однако, погружение континентальных окраин происходило путем дифференцированных движений отдельных блоков, отделенных от континентального массива и разделенных между собой сбросами, грабенами и рифтами (Северная и Южная Атлантика, побережье Африки и Австралии). Отмеченные признаки неоднородности структуры дна океанов привели Г. Б. Удинцева и др. к выводу о том, что процесс рифтогенеза, по-видимому, может считаться ответственным за формирование структуры лишь срединно-океанического хребта. По обеим сторонам от него развитие впадины океана происходило в результате деструкции и погружения *континентальных окраин. Этим двум процессам сопутствовало формирование* базальтовых траппов и интрузий в областях континентальных флексур и у подножия срединно-океанических хребтов.

Положение первоначальной границы океан—континент, вероятно, маскируется сейчас базальтовыми покровами фундамента котловин. Эта граница мигрировала от оси первичного рифта к современному подножию континентальных склонов, отмечая прогрессирующее развитие молодой коры рифтогенального типа и деструкцию погружающихся континентальных окраин, отступающих в глубь континентов [16].

Этот вывод имеет важное металлогеническое значение. В области перехода от континентов к океанам, которые, к сожалению, мы еще не можем очертить достаточно точно, возможны блоки-отторженцы, которые, находясь в пределах океанов, обладают металлогеническими особенностями континентальных масс. Именно такой блок, вероятнее всего, выявлен в Галапагосской зоне разломов к западу от северной оконечности Южной Америки, где установлена значительная площадь с полиметаллической минерализацией [20].

Как уже было отмечено, важное значение для развития металлогенической теории имеет работа В. И. Смирнова «Эндогенное рудообразование в геологической истории» [15]. Переходя от характеристики металлогенических периодов к описанию металлогенических этапов, автор подчеркивает, что их «число нарастает от одного до шести от наиболее древних к юным периодам» [15, с. 9]. Это возрастание тектонической активности и сопутствующих им металлогенических процессов является, по-видимому, одной из важных черт тектонической жизни Земли, а поэтому и развития эндогенного рудообразования в геологической истории.

По мнению В. И. Смирнова, наиболее древний этап существования земной коры, древнее 3800 млн. лет (Гренландский), отвечающий «лунному» периоду, является безрудным; этот вывод хорошо согласуется с выводами как советских, так и зарубежных исследователей и достаточно определенно намечает нижнюю границу развития эндогенного рудообразования.

Особого обсуждения требует этап, именуемый В. И. Смирновым Готским, ограниченный возрастом 1800—1500 млн. лет. Этот важнейший рубеж в тектоническом развитии Земли знаменует собой завершение формирования древних докембрийских платформ и заложение новых геосинклинальных систем неохрона и, с нашей точки зрения, должен быть заключен в более широкие возрастные рамки. В тектоническом плане он отвечает периоду существенной перестройки земной коры и в разных частях Земли проявляется различно. В Австралии к этому этапу относятся

активные тектонические движения, интенсивные метаморфические преобразования и формирование известных колчеданно-полиметаллических месторождений; в Африке несколько позже (около 1000 млн. лет назад) завершилось развитие кибарид, происходило формирование гранитов и связанных с ними оловянных месторождений Центрально-Африканской рудной провинции; в Южной Америке уже завершилась «кратонизация» Бразильского щита и начали осуществляться процессы тектоно-магматической активизации, по-видимому, связанные уже с развитием геосинклинальных систем неохрона, с которыми ассоциируют пегматитовые месторождения Восточной Бразилии. Во многих случаях, как это справедливо отмечает В. И. Смирнов, можно говорить о «тектоническом антракте», и поэтому в областях затухания тектонических движений в относительно стабильных участках докембрийских платформ не происходит формирования эндогенных месторождений.

Сочетание геотектонических и геохимических исследований расширяет возможности металлогенического анализа. Механизм магмообразования и последующая дифференциация магматических масс в потоках восходящих флюидов, характерные для континентов, обеспечивают и разнообразие магматических пород материков, и их высокую дифференцированность, что является определяющим показателем их эндогенной рудоносности.

Вместе с тем новые материалы по геологии океанов содержат принципиально важные данные для выяснения особенностей их строения и, следовательно, металлогении, и, возможно, существенным образом могут измениться представления о рудоносности океанических структур. Приведенный в статье материал, однако, и сейчас позволяет предполагать наличие в той части океанов, которая образовалась в результате опускания материковых масс, блоков различной величины с эндогенными месторождениями, образовавшимися в материковых условиях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абсолютный возраст геологических формаций. М.: Наука, 1964. 462 с.
2. *Белоусов В. В.* Основы геотектоники. М.: Недра, 1975. 262 с.
3. *Виноградов А. П.* Химическая эволюция Земли: Чтения им. В. И. Вернадского. М.: Наука, 1959. 43 с.
4. *Казанский В. И.* Региональные тектонические структуры докембрия и связь с ними полезных ископаемых.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1982, вып. 8, с. 21—33.
5. *Коржинский Д. С.* Проблемы петрографии магматических пород, связанных со сквозьмагматическими растворами.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1955, с. 21—30.
6. *Кузнецов Ю. А.* Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 387 с.
7. *Лазько Е. М.* Основы региональной геологии СССР. Т. 3. История формирования структуры. М.: Недра, 1971. 276 с.
8. *Лутц Б. Г.* Некогерентные элементы в магмах глубинного генезиса и в мантийном субстрате.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1974, 159, № 2, с. 88—103.
9. *Лутц Б. Г.* Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М.: Наука, 1975. 167 с.
10. *Лутц Б. Г.* Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 248 с.
11. Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. 620 с.
12. *Смирнов В. И.* О металлогении океана.— Геология руд. месторождений, 1975, № 1, с. 8—13.
13. *Смирнов В. И.* Проблемы геотектоники и эндогенного рудообразования.— Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1977, № 5, с. 14—26.
14. *Смирнов В. И.* Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1982. 670 с.
15. *Смирнов В. И.* Эндогенное рудообразование в геологической истории.— Геология руд. месторождений, 1982, № 4, с. 3—20.
16. *Удинцев Г. Б., Береснев А. Ф., Гордин В. М.* Структурная неоднородность дна океана и проблема границы океан—континент.— В кн.: Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана. М.: Недра, 1980, с. 153—161.
17. *Формозова Л. Н.* Формационные типы железных руд докембрия и их эволюция. М.: Наука, 1973. 172 с.
18. *Хаин В. Е.* Региональная геотектоника (Северная и Южная Америка, Антарктида, Африка). М.: Недра, 1971. 548 с.

19. *Штилле Г.* Избранные труды. М.: Мир, 1964. 887 с.
20. *Francheteau J.* Massive deep-sea sulphide ore deposits discovered on the East Pacific rise.— Nature, 1979, 277, N 5697, p. 523—528.
21. *Green D. H., Ringwood A. E.* Origin of the cale-alcaline igneus rosk.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1966, 1, p. 307—316.

УДК 553.3/.4:551.72

Г. А. ТВАЛЧРЕЛИДЗЕ

МЕТАЛЛОГЕНИЯ РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКОГО ПЕРИОДА РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ

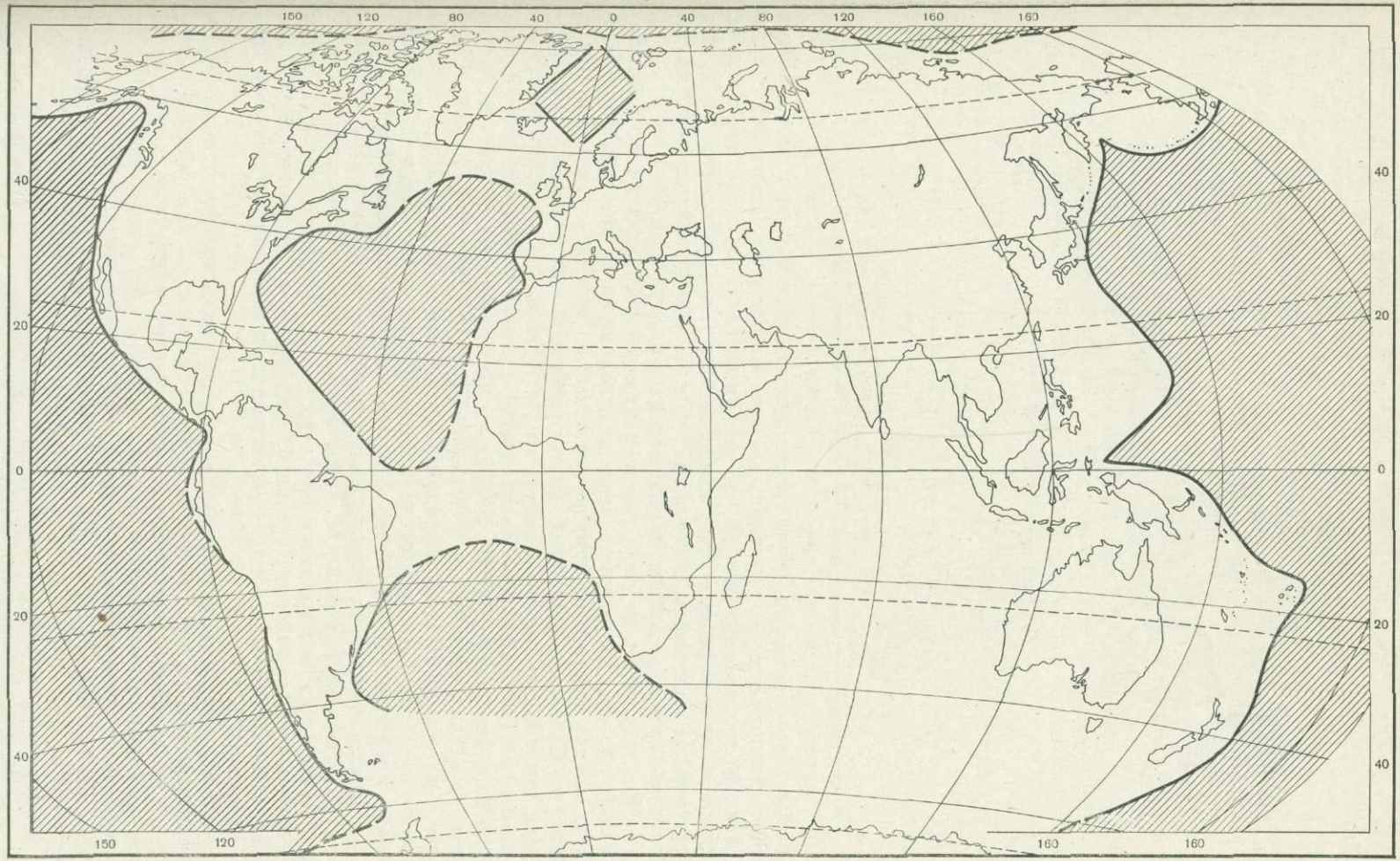
В работах академика В. И. Смирнова всегда большое внимание уделялось проблеме металлогении. В частности, под его руководством опубликовано тринадцать томов серии «Закономерности размещения полезных ископаемых», представляющих собой уникальное издание, суммирующее новейшую информацию об особенностях рудных провинций СССР. В последнем, четвертом издании книги «Геология полезных ископаемых» [18] В. И. Смирнов в свойственной ему предельно сжатой форме охарактеризовал современное состояние учения в области теоретической и региональной металлогении. В несколько более ранней работе, специально посвященной этой проблеме [17], В. И. Смирнов приходит к выводу, «что на всем длительном протяжении геологической истории от архея до кайнозоя не происходит заметной качественной эволюции рудных месторождений, если не считать степени метаморфизма... Зато отчетливо намечается количественная эволюция рудообразования, определяющая, в частности, что в древнее время преобладало базальтоидное рудообразование» (с. 17).

Протерозойский период, когда возникли грандиозные скопления руд ряда металлов, в этом отношении представляет особый интерес, что и послужило мотивом для предлагаемого краткого сообщения.

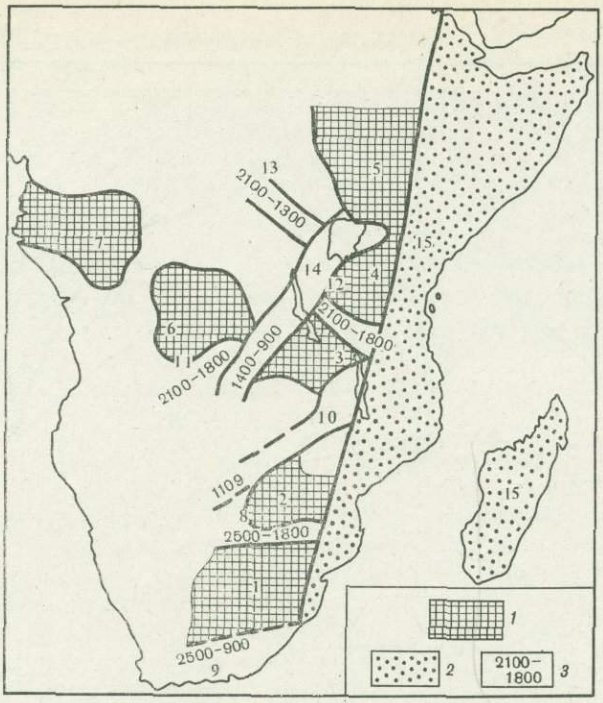
Стратиграфическая шкала докембрия после совещания, состоявшегося в 1977 г. в г. Уфе, была значительно изменена — приняты новые геохронологические рубежи. В частности, для протерозоя установлено двухчленное деление за счет отнесения раннепротерозойской эпохи к архею, а среднепротерозойской — к раннему протерозою. Между тем существующая терминология стала привычной в геологической практике, вследствие чего она сохраняется даже в новейших работах [5, 10, 11, 13 и др.]. Поэтому и здесь сохранена старая схема, лишь ранне- и среднепротерозойский периоды объединены в одну эпоху, что остается условным.

В конце архея зеленокаменные пояса — аккумуляты древнейших рудных месторождений Земли — были полностью консолидированы в качестве составных частей протоплатформ. Последние в раннем протерозое на большей своей площади испытывали поднятие, а в локальных прогибах формировался протоплатформенный чехол [13]. Одновременно возникли первые протогеосинклинальные зоны, более крупные, чем архейские зеленокаменные пояса, но несравненно менее значительные по размерам, чем геосинклинальные пояса неогея. В течение раннего и отчасти среднего протерозоя эти зоны испытали полное геосинклинальное развитие, складчатость, гранитоидный магматизм, после чего припаялись к протоплатформам. Последние выступают в виде грандиозного по размерам континентального блока, возможно единого на поверхности Земли. Этот период Г. Штилле [23] называл «альгомской консолидацией» (фиг. 1).

Наравне с отмеченными структурами в протоплатформах Е. Е. Милановский [13] намечает узкие шовные зоны, подвергшиеся значительному погружению и активному магматизму. При этом вначале здесь обычно изливались вулканогенные породы умереннокислого состава, сменившие-



Фиг. 1. Альгомская консолидация по Г. Штилле (заштрихованы протоокеаны)



Фиг. 2. Архейские щиты и протерозойские складчатые пояса Южной Африки, по [8]

1 — щиты
(1 — Каапваальский,
2 — Родезийский,
3 — Замбийский,
4 — Западного Нила,
5 — Танзанийский,
6 — Касайский,
7 — Габонский) и складчатые пояса
(8 — *Лимпопо*,
9 — Намакский,
10 — Ирумиды,
11 — Лукоши,
12 — Убендий,
13 — Кибали-Буганда,
14 — Кибара—Бурунди—Анколе);
2 — зоны активизации
(15 — Восточно-Африкано-Мадагаскарская);
3 — возраст, млн. лет

ся позднее основными и ультраосновными мантийными лавами. Время образования этих зон, названных «проторифтовыми», совпадает с заложением протогеосинклиналей, но их развитие следует по иному пути. Одни из проторифтовых зон развивались в режиме растяжения, в других растяжение сменилось некоторым сжатием, обеспечившим деформацию осадков и их метаморфизм в зеленосланцевой ступени.

Металлогенические особенности раннепротерозойских протогеосинклиналей, протоплатформенного чехла и проторифтовых зон различны. Первые из них достаточно широко развиты на всех древних платформах. Так, на Северо-Американской платформе к ним принадлежат зоны Ист-Арм, мыса Смит, п-ова Лабрадор; на Африканской — пояс Лимпопо, разделяющий Родезийский и Каапваальский щиты, Эбурнейский пояс Западной Африки, пояса Кибали, Убендий и Лукоши в Центральной Африке, а также более молодой пояс Кибара—Бурунди—Анколе (1400—900 млн. лет), занимающий трансафриканское положение (фиг. 2); в Австралии — пояс Маунт-Айза (среднепротерозойский); на Восточно-Европейской платформе — складчатые системы свекофенно-карелид и т. д.

Металлогения этих структурных элементов относительно однообразна. С собственно геосинклинальным этапом связано образование среднепротерозойских колчеданных месторождений, примером которых могут служить рудные районы Карелии (Хаутовара и др.) с их серноколчеданной минерализацией, а также Финляндии и Швеции (Оутокумпу, Болиден и др.).

Эти метаморфизованные серно- и медно-цинково-колчеданные месторождения приурочены к вулканогенно-осадочным толщам раннего протерозоя и относятся к полигенетическим вулканогенно-осадочным и гидротермально-метасоматическим рудным залежам уральского типа [21]. Их образование характерно для первичных эвгеосинклинальных зон, заложенных на океанической коре, служащих аналогами внешних островных дуг [4].

В среднем протерозое возникают первые в истории развития земной коры уникальные по масштабам скопления свинца и цинка. Они принадлежат к типу колчеданно-полиметаллических месторождений, локализованных в аргиллитогенных (с различной по объему примесью вул-

канического материала) толщах. Месторождения широко развиты в определенного типа зонах, которые сопоставляются с современными окраинными морями. Месторождения также полигенетические, в основном гидротермально-осадочные. Среднепротерозойские их представители известны на Австралийской платформе, где они датируются 1,8—1,4 млрд. лет (Брокен-Хилл, Маунт-Айза). В этих месторождениях сосредоточены крупные запасы свинца, цинка, отчасти меди и других металлов.

С обильным гранитоидным магматизмом, ознаменовавшим консолидацию протогеосинклиналей, связаны многочисленные поля редкометальных пегматитов.

По данным С. Е. Колотухиной [8], Эбурнейский пояс прослеживается через Мали и Берег Слоновой Кости, затем его продолжение улавливается на Гвианском щите Южно-Американской платформы. Повсеместно в пределах пояса устанавливается литиевая минерализация с сопутствующими тантало-ниобатами. Более продуктивный — пояс Кибара—Бурунди—Анколе, пересекающий Уганду, Руанду, Бурунди и Заир. С последней фазой внедрения гранитоидов, тяготеющих к антиклинальным складкам, связаны оловоносные и редкометальные пегматиты. В них отрабатывается бериллий, попутно — танталит, микролит и амблигонит, местами (Руанда, Бурунди, Заир) — касситерит.

В Австралии в поясе Маунт-Айза граниты имеют возраст от 1800 до 1400 млн. лет, и с ними связана ураново-редкоземельная минерализация (Мэри-Катлин). В южной части этой провинции пегматиты отрабатываются на берилл, танталит и бертрандит (Майка-Крик, Тала-Крик). Аналогичные пегматиты распространены в Гренландии и на северо-западе США. Пегматиты с редкоземельной минерализацией встречаются также на Балтийском, Украинском и Алданском щитах.

На Балтийском щите к раннему протерозою относятся мусковитовые и керамические пегматиты с колумбитом; к среднему протерозою — молибденовая минерализация в гранитах (Ялонварское), колумбит-касситеритовая гидротермальная, керамические пегматиты Приладожья, шеелитовые скарны (Коммунаровское), кварцевые жилы с молибденитом (Картошинское), олово-полиметаллические скарны и грейзены (Питкярантское) и др. [11].

На Украинском щите в раннем протерозое широко проявились гранитовые и мигматитовые формации орогенного этапа, с которыми связаны редкометальные пегматиты, проявления меди, молибдена, свинца и цинка. Аналогичное оруденение, а также вольфрамовое, флюоритовое и топазовое ассоциирует со среднепротерозойскими гранитами Волынского и Приазовского блоков [12]. На Алданском щите с раннепротерозойской мигматит-гранитовой формацией связан ряд проявлений мусковитовых пегматитов (становой комплекс), а к среднепротерозойским гранитам тяготеет оруденение молибденита в кварцевых жилах (Талгинское), флюорита, олова и вольфрама [5].

Ю. М. Соколов, С. И. Турченко и М. Е. Салье [19] отмечают унаследованность раннепротерозойского цикла пегматитизации от архейских редкометальных пегматитов. Последующую эволюцию пегматитов, так же как месторождений редких и цветных металлов, в том числе медно-никелевых (?), они связывают с последовательным изменением режима процессов метаморфизма. Так, андалузит-силлиманитовая фациальная серия сопровождается редкометальными пегматитами, дистен-силлиманитовая — мусковитоносными, а промежуточная — мусковит-редкометальными (Балтийский щит, Горный Алтай). Одновременно среднепротерозойские сульфидные месторождения Приладожья, Финляндии и Швеции эти авторы считают реометаморфическими, а медно-никелевые месторождения Финляндии и Кольского полуострова, так же как проявления шеелитового оруденения, относят за счет метасоматических процессов регрессивного этапа метаморфизма. Думается, однако, что первые из названных месторождений являются типично колчеданными, вторые —

магматическими, а третьи — гидротермальными. Они лишь подвергнуты значительному метаморфизму.

Т. В. Билибина и др. [2] выделяют «формацию» габбро-анортозитов—гранитов рапакиви, считая ее столь разнотипные члены комагматами единого очага, и связывают ее со среднепротерозойской протоактивизацией Восточно-Европейской платформы. С этой «формацией», по данным отмеченных исследователей, ассоциирует пестрая гамма месторождений и проявлений руд железа, меди, свинца и цинка, редких металлов, олова, вольфрама, хрусталя, топаза, апатита. Выше они были названы в числе рудоносных пегматитов и причислены к орогенным этапам развития протерозойских геосинклиналей.

Второй тип структур, возникших в рамках рассматриваемого крупного мегацикла — осадочные чехлы протоплатформ, отличающиеся от чехлов древних платформ большей мощностью осадков и более интенсивными деформированностью и метаморфизмом. Это обеспечивается высокой подвижностью и проницаемостью протоплатформ. Магматизм и металлогения этих структур специфичны и порой весьма продуктивны. Классическим примером служат совершенно уникальные по запасам и содержанию металлов золото-урановые конгломераты Южной Африки, где ежегодно добывается от 750—800 до 1000 т золота.

Протоплатформенный чехол Трансвааля, Оранжевой и Капской провинций несогласно перекрывает архейский Каапваальский щит и сложен мощными терригенными, вулканогенными и карбонатными отложениями серий Доминион-Риф, Витватерсранд, Вентерсдорп и Трансвааль [8]. Время формирования чехла определяется в рамках 3—2 млрд. лет. Богатые золото-урановые руды, представляющие собой метаморфизованные древние россыпи, приурочены к горизонтам конгломератов, носящих название «рифы». Они содержат включения хромита, циркона, граната, золота, уранинита, монацита, иридосмина, ксенотима, рутила, пирита, платины, алмаза и других минералов.

Серия Доминион-Риф приурочена к авлакогену, вслед за заполнением которого обломочными отложениями последующие осадки распространялись на обширных площадях протоплатформы, где в прогибах достигли весьма значительных мощностей (до 10 км и больше). Они относятся как к континентальным, так и к морским эпиконтинентальным, пляжным накоплениям. В Западной Африке в эпиэбурнейском протоплатформенном чехле залегают золотоносные конгломераты Ганы, Бенина и Того (1650—1600 млн. лет). Они содержат преимущественно самородное золото, уранинит встречается не повсеместно.

На Канадско-Гренландском щите отложения, близкие по возрасту к развитым в районе Витватерсранд (2800—2100 млн. лет), относятся к слабо метаморфизованному протоплатформенному чехлу Афебия. Он начинается основными и кислыми вулканогенными отложениями, перекрывающимися мощной толщей обломочных пород, в пределах которых размещается известный рудный район Блайнд-Ривер с крупными месторождениями золото-урановых конгломератов. В них золота значительно меньше, чем в аналогичных месторождениях ЮАР.

Не менее известны золото-урановые конгломераты Бразилии в горах Сьерра-ди-Жакобина (Морру-ду-Венту). Их возраст сейчас установлен как сходный с породами Витватерсранд и Блайнд-Ривер [8]. Рудоносная серия Жакобина состоит из кварцитов, содержащих пласты итабиритов, а также линзы золото-урановых конгломератов — рифов.

Второй, также весьма продуктивный рудной формацией, характеризующей металлогению платформенных чехлов, в том числе протоплатформенных, является формация медистых песчаников и сланцев. Стратиформные месторождения и проявления этой формации, по данным Ю. В. Богданова и В. П. Феоктистова [3], расположены в Северном Забайкалье и локализованы в нижнепротерозойском (2—1,6 млрд. лет) комплексе, выполняющем обширный Кодаро-Удоканский прогиб в составе Олекмо-Становой складчатой области. В развитии прогиба выделяется

две стадии — ранняя флишоидная и сменяющая ее молассовая. Флишоидная толща (чиминская серия) в низах содержит вулканиты основного состава, контролирующиеся тектоническими зонами. Медное оруденение расположено на различных уровнях, преимущественно на периферии Кодаро-Удоканского прогиба, тяготея к горизонтам песчаников. Оруденение в виде халькопирита, борнита и халькозина образует тонкую вкрапленность, реже скопления сплошных сульфидных руд линзообразной формы. В качестве примесей присутствуют молибден, свинец, никель, кобальт, мышьяк, висмут.

К молассовому типу (кеменская серия) медистых песчаников относится Удоканское месторождение, расположенное в центральной части прогиба. Оруденение приурочено к толще переслаивающихся песчаников, алевритов и аргиллитов мощностью 300—400 м и длиной 20 км. Тела линзо- и пластообразной формы сложены борнит-халькозиновыми и борнит-халькопиритовыми рудами, обычно лишенными примесей.

Рудоносные отложения Кодаро-Удоканского прогиба унаследованно развиты по протоавлакогену. Они пересекаются массивами щелочных гранитов и сиенитов возрастом 1770—1600 млн. лет. Вместе с тем как флишоидная, так и молассовая толщи остаются слабо дислоцированными и метаморфизованными на низких стадиях зеленосланцевой ступени [10].

Аналогичные, но пока недостаточно изученные медные с кобальтом месторождения известны и на Балтийском щите, где они приурочены к останцам протоплатформенного чехла, возраст которого 2,2—2 млрд. лет. К ним относятся два типа: халькопирит-пиритовый кобальтсодержащий в сланцах и известковистых породах и халькопирит-халькозиновый в песчаниках и кварцитах. Месторождения первого типа (Кузаранда) в Онежском прогибе в прежние времена отрабатывались. Они представляют собой вкрапленность сульфидов в осадочных породах, обычно тонкую, рассеянную, но местами довольно интенсивную. Проявления второго типа (Маймъярви) расположены в Центральной Карелии. Медное оруденение приурочено к толще мощностью 200 м, сложенной песчаниками и кварцитами [11].

Третьей, достойной упоминания, рудной формацией, месторождения которой залегают в терригенных отложениях протоплатформенного чехла, является колчеданно-полиметаллическая. Эта весьма важная в практическом отношении формация, на наш взгляд, должна быть подразделена на два главных тектонических типа — геосинклинальный и протоплатформенного чехла. Первый, представленный интенсивно метаморфизованными и дислоцированными рудными залежами, упоминался выше на примерах австралийских месторождений Брокен-Хилл и Маунт-Айза. Ко второму должны быть отнесены близкие по возрасту протерозойские месторождения Мак-Артур в Австралии, Салливан в Канаде, Кер-д'Аллен в США. Все они залегают в терригенных толщах, перекрывающих фундамент платформы либо срединного массива.

В Австралии эбурнейское складкообразование завершалось 1800 млн. лет назад, после чего на консолидированном основании сформировался платформенный чехол [8]. Низы его сложены основными вулканитами авлакогенного этапа, а в группе Мак-Артур преобладают карбонатные породы, несогласно перекрываемые терригенной толщей системы Аделаида, возраст которой 1400 млн. лет. Стратиформное свинцово-цинково-серебряное месторождение Мак-Артур, открытое в 1959 г., залегает в пачке чередующихся доломитов, туффитов, алевритов, аргиллитов и турбидитов. Минерализация сосредоточена в темных сланцах и представлена согласными прослойками пирита, галенита, сфалерита, халькопирита, марказита и арсенопирита, содержащими примеси кадмия, серебра, сурьмы и таллия. Месторождение местными геологами относится к вулканогенно-осадочному генетическому типу. Его можно считать платформенным аналогом месторождений Маунт-Айза и Брокен-Хилл. Эти аналогичные месторождения Северной Америки отличаются наложением на

протерозойское сингенетичное оруденение мелового гранитоидного магматизма, несущего касситеритовую минерализацию. Они залегают в срединном массиве Парселл, предохранившем протерозойский осадочный чехол от интенсивной складчатости и метаморфизма.

Наконец, к типу месторождений, возникших на протоплатформенном чехле, можно условно отнести продуктивные урановые месторождения, описанные В. И. Казанским [7] на примере провинции оз. Атабаска Канадского щита. Здесь архейский метаморфический фундамент перекрывается среднепротерозойским протоплатформенным чехлом формаций Атабаска и Мартин. Известные жильные и штокверковые урановые месторождения Гуннар, Эйс-Фей и др. залегают в мощных зонах щелочных метасоматитов среди архейских гнейсов, а недавно открытые никель-урановые месторождения Ки-Лейк и др.— на периферии впадины Атабаска, выполненной пологолежащими, неизмененными песчаниками. Месторождения относятся к сложному, по В. И. Казанскому «постметаморфическому», типу, обязанному длительному процессу мобилизации рудного вещества из пород фундамента в процессе его метаморфизма, выветривания и переотложения в песчаниках чехла. Аналогичными являются ураноносные натриевые метасоматиты, известные на многих древних платформах.

К третьему типу структур относятся рифтоподобные линейные зоны растяжения, названные Е. Е. Милановским [13] «проторифтовыми». Среди них выделяются зоны, сформированные под влиянием только растяжения континентальной коры, и структуры, в развитии которых растяжение сменилось сжатием. Они различаются степенью тектонической деформации, характером магматизма, а как следствие — и металлогенией.

К первой группе проторифтов Е. Е. Милановский [13] относит Великую дайку Южной Африки длиной 675 км и мощностью 10 км. Следуя западной кромке Мозамбикского чарнокит-гранулитового пояса, она пересекает все древнейшие образования щитов и протогеосинклиналей Южной Африки. В составе Великой дайки выделяется четыре ультраосновных лополитовых комплекса (с севера на юг): Музенгези, Хартли, Селюкве и Ведза. Каждый из них состоит из ряда слоев, имеющих синклинальную форму, что связывается с их формированием из самостоятельных порций магматического расплава [9]. Обобщенный разрез комплексов следующий: подошву «дайки» слагают безрудные ультраосновные породы пироксенитового состава; следующий слой, представляющий главный горизонт с характерным для всего этого грандиозного сооружения богатым хромитовым оруденением, сложен снизу вверх хромитовым горизонтом, разобщенным пластом гарцбургита на две части; далее следует пикрит, затем оливиновый пироксенит и мощная толща пироксенитов, содержащих в верхней части сульфидную минерализацию; разрез завершается слоем габбро-норитов. Мощность главного продуктивного слоя 225 м. Возраст пород Великой дайки составляет 2530 млн. лет. Крупнейшие запасы хромитов сосредоточены в комплексах Музенгези и Хартли.

В 200 км к югу в пределах Каапваальского щита в провинции Трансвааль расположен лополит Бушвельд, самый крупный в мире из расслоенных интрузивов. Состав пород варьирует от дунита через перидотиты и пироксениты до норита, габбро, анортозита и диорита. Их возраст 1950 млн. лет. Несколько более молодыми являются граниты, гранофиры и фельзиты, слагающие кровлю плутона. Запасы хромита, платиноидов и титаномагнетита в ряде рудных месторождений, генетически связанных с различными разновидностями пород Бушвельдского интрузива, крупнейшие в мире. Генетически рудообразование также весьма разнообразно и представлено ортомагматическим, пегматитовым, гидротермальным и экзогенным типами. Строение массива сложное — в нем выделяется пять блюдцеобразных тел, в которых расслоенные изверженные породы падают к центру под углами от 15 до 30° [9].

Рудоносность Бушвельдского комплекса широко известна и объединяет уникальные по масштабам и богатству руд месторождения хроми-

та в дунитах и пироксенитах; платины и платиноидов — в трубках гортонолитового дунита, а также совместно с никелем, медью и хромом — в рифе (пласте) Меренского, сложенного двумя слоями пироксенита; железа, титана и ванадия — в верхней зоне расслоенной серии плутона. Помимо этого, здесь развиты промышленные месторождения олова и флюорита, золота в кварц-карбонатных жилах, свинца и цинка в трубообразных залежах, магнетита в зонах выветривания перидотитов [9].

К юго-западу от Бушвельдского интрузива в пределах вытянутой глубокой впадины развиты нижнепротерозойские базальты и дациты системы Вентерсдорп (2,3 млрд. лет). В северном направлении на непосредственном продолжении Великой дайки в пределах Танганьикского архейского щита расположен рой даек возраста 2,5 млрд. лет.

Таким образом, в этой части Африки развита крупнейшая зона разломов общей протяженностью свыше 3 тыс. км, представляющая собой раннепротерозойский пояс проторифтового типа. Его северная часть спустя 2 млрд. лет унаследована Афро-Аравийской рифтовой зоной [13].

Аналогичного состава, но значительно меньшего размера расслоенные массивы ультраосновного—основного состава известны в других частях Африки (Тамангулу, Инчели, Колони, Инсизва, Купенс), Шотландии (Рам, Скай), Гренландии (Скергаард), США (Стилуотер, Дулут), Канады (Садбери), а также на Балтийском и Алданском щитах. Они состоят из чередующихся перидотитов, дунитов, пироксенитов, норитов, габбро и анортозитов. С ними ассоциирует хромитовое, титаномагнетитовое, а преимущественно медно-никелевое оруденение.

Крупные хромитовые месторождения связаны с расслоенными докембрийскими интрузивами Стилуотер (США), где зоны массивного хромита в перидотитах прослеживаются до 40 км по простиранию, и Маскокс (северо-запад Канады). В последнем богатые скопления хромита локализованы в нижней части интрузива, сложенного дунитами и перидотитами, а титаномагнетита и ильменита — в габброидах кровли массива [9].

Величайшим в мире медно-никелевым месторождением является Садбери (Канада). Здесь до 1965 г. в 40 рудниках добыто свыше 10 млн. т меди и никеля. Рудоносный расслоенный эруптив эллиптической формы имеет длину 48 и ширину 22 км. Он состоит из концентрических полос микропегматита и норита, прорванных дайками кварцевых диоритов (апофизы). Медно-никелевое оруденение приурочено к внешней периферии норита и апофизам. На контакте между микропегматитом и норитом развита минерализация апатита. Возраст норита 1,9, а микропегматита — 1,7 млрд. лет [9].

Важное промышленное значение имеет также группа серебро-кобальтовых месторождений (Кобальт, Гоуганда), расположенных к востоку от Садбери, в районе Тиминскаминг. Оруденение связано с диабазовым силлом Ниписсинг (2200 млн. лет), залегающим среди вулканитов серии Киватин. Рудоносная серия Кобальт принадлежит к Гуронскому отделу — протоплатформенному чехлу — и сложена преимущественно терригенными породами. Непосредственно рудовмещающими являются нижняя часть серии Кобальт, верхняя серия Киватин и диабазы Ниписсинг. Довольно многочисленные крутопадающие рудные жилы и жильные зоны контролируются региональным разломом Кобальт-Лейк. Они сложены кальцитом, содержащим серебро и арсениды кобальта и никеля, иногда с очень высоким содержанием кобальта — 9—33% при содержании серебра до 895 г/т [20].

Магматические медно-никелевые месторождения характерны также для металлогении Кольского полуострова, Карелии и Финляндии. Здесь эта рудная формация проявилась дважды — в раннем протерозое в связи с габбро-норитовым, оливинит-перидотит-габбровым и гипербазитовым комплексами, а также более интенсивно в среднем протерозое в связи с габбро-верлитовым печенгским и перидотит-пироксенит-норитовыми мончегорским и ловозерским комплексами. Эти месторождения расположены в пределах проницаемых Печенгско-Имандра-Варгузского и Куоло-Выго-

зерско-Кожозерского поясов [11]. Е. Е. Милановский [13] эти пояса относит к палеоавлакогенам, выполненным вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями. Они служат примерами рифтогенных структур, испытавших в конце развития сжатие, обусловившее метаморфизм и дислоцированность осадочно-вулканогенного выполнения.

Основными типами медно-никелевых руд Балтийского щита являются: 1) сидеранитовая вкрапленность в магматических породах; 2) массивные и брекчиевидные богатые руды, несколько более поздние, чем первичные вкрапленные. Состав руд постоянный и определяется тремя главными минералами — пирротином, пентландитом и халькопиритом. В качестве примесей присутствуют железо, титан, хром, мышьяк, кобальт, цинк, молибден, вольфрам и др. Среди месторождений этой рудной формации Д. В. Рундквист и В. Н. Соколова [16] в едином ряду мафитового—ультрамафитового магматизма выделяют два крайних члена пород и руд. Из них Мончегорское месторождение представляет интрузивный вариант, а Печенгские — вулканогенно-интрузивный, что важно при решении вопросов генезиса месторождений данного типа.

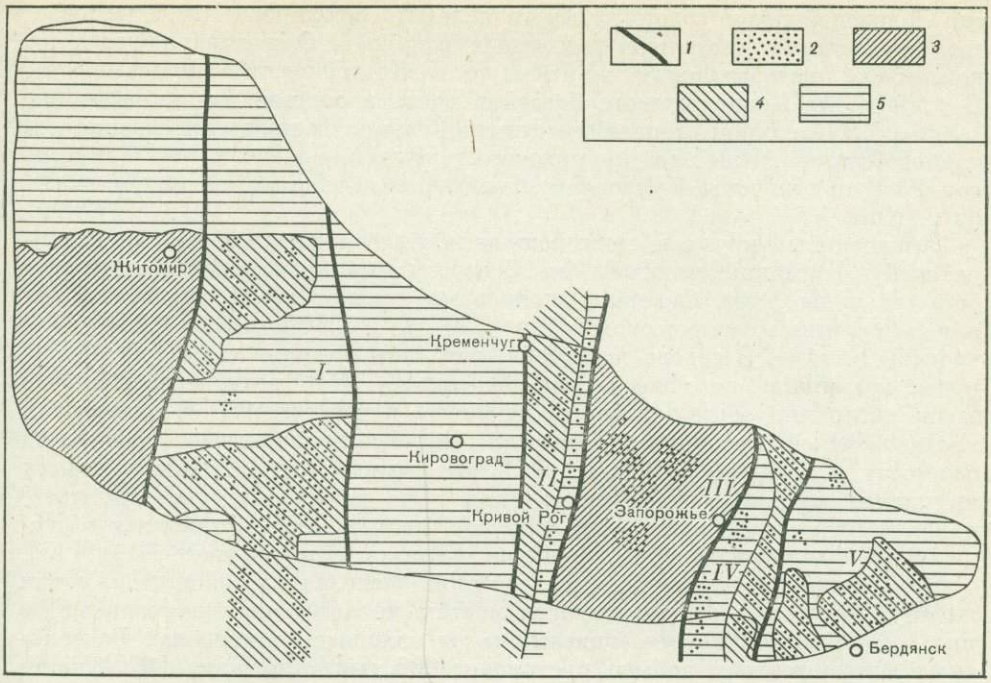
Иными являются палеоавлакогены, на ранней стадии развития выполнявшиеся вулканогенно-осадочными толщами, а в последующем — терригенно-кремнистыми отложениями. Этот тип структур в высшей степени продуктивен на оруденение джеспилитового типа. К нему принадлежат шовные прогибы Восточно-Европейской и почти всех других древних платформ. Примером их служат хорошо изученные прогибы Украинского щита и Воронежского массива, сложенные соответственно криворожской и курской джеспилитовыми сериями раннепротерозойского возраста [1,14]. Они содержат значительные запасы железных руд.

Железорудные месторождения Украинского щита, в частности Криворожского бассейна, детально изучены Я. Н. Белевцевым и его сотрудниками [1,12]. Они объединены ими в ряд главных металлогенических зон, основные запасы богатых и рядовых руд которых сосредоточены в Криворожско-Кременчугской зоне (фиг. 3). Помимо громадных масс железа, в этой зоне развиты более ранние проявления эндогенного оруденения меди, никеля, кобальта, апатита, асбеста и др. Они связаны с активностью основной магмы, проявленной при заложении раннепротерозойского палеоавлакогена (Я. Н. Белевцев считает его геосинклиналью), унаследованно развившегося на месте архейского зеленосланцевого пояса.

Криворожско-Кременчугская зона линейно вытянута в меридиональном направлении на 200 км, северное ее продолжение, по геофизическим данным, устанавливается за пределами Днепровско-Донецкой впадины в Воронежском массиве (Курская магнитная аномалия), а южнее фиксируется магнитными аномалиями в Черноморском бассейне. Зона делится на восточную и западную части, первая из которых собственно и представляет собой Криворожский железорудный бассейн, а западная (Ингулецкая), сложенная интенсивно метаморфизованными породами, крупных месторождений железа не содержит.

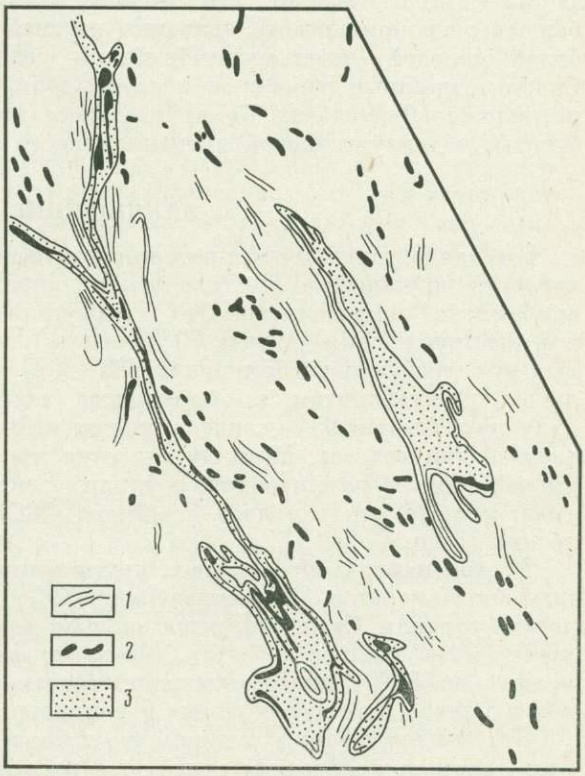
Восточная, или собственно Криворожско-Кременчугская, зона сложена преимущественно карбонатно-тальковыми, кварц-серицитовыми, силикатно-железистыми сланцами, метакварцитами, железистыми кварцитами и джеспилитами, хлорит-магнетитовыми, кварц-магнетит-гематитовыми и богатыми железными рудами общей мощностью свыше 6 км. Они отвечают в основном зеленосланцевой, отчасти амфиболитовой ступеням метаморфизма. Зона представляет собой систему крупных антиклинальных и синклинальных складок. Возраст отложений — 1,7—1,8 млрд. лет.

Оруденение железа связано с джеспилитовой железисто-кремнистой формацией и относится главным образом к метаморфогенно-гипергенному и метаморфогенному типам. Первый из них — саксаганский тип — объединяет 85% запасов богатых железных руд. Глубина их распространения достигает 4 км, а окисления (мартитовые руды) — 2,0—2,5 км. Метаморфические руды приурочены к контакту с перекрывающей терригенной толщей либо развиты на участках щелочного метасоматоза.



Фиг. 3. Схема металлогенического районирования Украинского щита (по Я. Н. Белевцеву)

1 — границы металлогенических зон (зоны: *I* — Одесско-Белоцерковская, *II* — Криворожско-Кременчугская, *III* — Приднепровская, *IV* — Орехово-Белоцерковская, *V* — Приазовская); *2* — железистые породы; *3* — вулканогенные отложения, возраст 3,5—2,7 млрд. лет; *4* — вулканогенно-осадочные отложения, возраст 3,5—2,7 и 2,6—1,8 млрд. лет; *5* — осадочные отложения, возраст 2,6—1,8 млрд. лет



Фиг. 4. Схема размещения месторождений железа Курской магнитной аномалии, по [14]

1 — *2* — железистые кварциты: *1* — раннепротерозойского, *2* — архейского возраста; *3* — нижнепротерозойские зеленокаменные пояса

В пределах Курской магнитной аномалии крупнейшие месторождения железистых кварцитов развиты в протерозойских палеоавлакогенах в виде двух узких зон, вытянутых на значительные расстояния (фиг. 4). Д. А. Михайлов [14] различные масштабы архейских и протерозойских месторождений данной области справедливо относит за счет степени их метаморфизма. Протерозойские толщи Белгородско-Брянской и Оскольс-

ско-Орловской полос содержат многочисленные изолированные пластовые тела железистых кварцитов различных размеров. Они локализуются на контактах протерозойских прогибов с кристаллическим фундаментом. В отличие от Криворожского бассейна здесь в составе рудовмещающих толщ в значительной степени участвуют вулканиты преимущественно основного состава. Наиболее крупные месторождения железа, как и в Кривом Роге, приурочены к участкам максимальных мощностей рудовмещающих толщ.

Аналогичные крупные месторождения железа джеспилитовой (итабиритовой) формации известны на Северо-Американской платформе, где богатые руды типа Супериор полностью соответствуют саксаганскому или собственно криворожскому. Они развиты у оз. Верхнее в США и отчасти в Канаде. В северо-западной Австралии богатые метаморфические руды, возникшие по полосчатым железистым кварцитам и называемые здесь «вторично обогащенные гематитовые руды», в 1958 г. открыты в протерозойской провинции Хамерсли. Богатые гематитовые руды здесь содержат в среднем 63% железа и интенсивно отрабатываются тремя крупными рудниками. Месторождения пока не оконтурены, они предположительно включают 1—2% запасов железа, сосредоточенных в железистых кварцитах, где содержание железа не превышает 30% [15].

В Африке месторождения железа типа железистых кварцитов, в том числе богатые, известны во многих местах, но наиболее значительные из них с многомиллионными запасами руды находятся в пределах Родезийского щита; годовая добыча превышает 600 тыс. т металла [6]. Аналогичным является известный железорудный район на Бразильской платформе — Минас-Жерайс, где богатые железорудные месторождения большого экономического значения развиты по итабиритам. Они имеют более молодой — позднедокембрийский возраст (1,3—0,9 млрд. лет). Сходные крупные и богатые месторождения железа, часто с марганцем, расположены в штатах Бихар и Орисса Индии. На их базе заложены основы металлургической промышленности этой развивающейся страны.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В течение ранне-среднепротерозойского периода развития земной коры возникли крупнейшие месторождения, определившие главные черты докембрийской металлогении. Это в первую очередь богатейшие железорудные месторождения (свыше 50% железа), а также месторождения рядовых руд, требующих обогащения (30—40% железа), развитые по джеспилитам и итабиритам и остающиеся почти неисчерпаемым резервом будущего. Свыше 65% запасов железа и 10% марганца имеет раннепротерозойский возраст. Металлургическая промышленность многих капиталистических и развивающихся стран базируется на запасах руд этого типа, так же как народное хозяйство СССР и европейских социалистических стран.

В этот период образовались крупнейшие скопления золото-урановосных конгломератов, обеспечивающие 90% добычи золота в капиталистических странах. Сюда относятся важные месторождения редких металлов, хрома, меди, никеля, кобальта, титана, платины, свинца, цинка и серебра, урана (до 50% запасов капиталистических стран), сосредоточенные в небольшом количестве крупных и уникальных месторождений.

Эти месторождения закономерно размещаются в пределах трех главных типов геологических структур — протогеосинклинальных, протоплатформенного чехла и проторифтовых зонах, в частности палеоавлакогенах. Геосинклинальный процесс, с которым связаны альгомская консолидация и формирование единого грандиозного континентального массива, сопровождается образованием колчеданных месторождений в пределах первичных эвгеосинклиналей. Эти месторождения сходны с однотипными фанерозойскими, однако в значительно большей степени метаморфизованы. Другой тип колчеданных (колчеданно-полиметаллических) месторожде-

ний геосинклиналей приурочен к терригенным толщам, совместно с которыми подвергся интенсивной складчатости и метаморфизму вплоть до гранулитовой ступени. Отнесение этих зон к геосинклинальным остается проблематичным, поскольку зародились они в результате деструкции континентальной коры и возникновения окраинных и внутренних морей. Однако последующее их развитие происходило в геосинклинальном режиме и завершалось залечиванием океанических резервуаров молодой континентальной корой.

Рудоносность гранитоидного магматизма обладает спецификой, свойственной и последующим проявлениям этого важнейшего этапа, знаменующего рождение сиалического («гранитно-метаморфического») слоя земной коры. Трудно разделить мнение ряда исследователей, склонных отделить этот этап от собственно геосинклинального процесса и отнести его за счет тектоно-магматической активизации. Так, П. М. Хренов [22] причисляет к активизационным образованиям среднепротерозойский гранитоидный магматизм Прибайкалья. Между тем данный этап знаменует аккрецию континентальной коры, что и является сущностью геосинклинального процесса, но не ее деструкцию, свойственную активизации.

Металлогения протоплатформенного чехла весьма продуктивна, что, возможно, связано с высокой подвижностью протоплатформ, обусловившей активность эндогенных процессов, большую мощность и относительно интенсивную дислоцированность отложений и их состав. Помимо этого, обращает на себя внимание приуроченность эндогенных (а отчасти и экзогенных) месторождений чехла к палеоавлакогенам. Такие структуры намечаются в районах месторождений Удокан, Салливан, Мак-Артур, Витватерсранд и др.

Проторифтовые структуры также вмещают совершенно уникальные рудные месторождения как по масштабам, так и по набору представленных в них металлов. Наиболее выразительным примером служат расслоенные эруптивы Бушвельд, Садбери и Великая дайка. В не меньшей степени поражают крупнейшие скопления богатых и рядовых железных руд в джеспилитах палеоавлакогенов. О принадлежности этих структур к рифтогенным может свидетельствовать характерное для них антидромное развитие магматизма, отсутствие моласс, относительно слабый метаморфизм и другие признаки. Можно полагать, что данный период сопровождался формированием и других рифтогенных структур, в частности поставлявших кимберлитовый магматизм. Их существование подтверждается частыми находками в современных и древних россыпях окатанных алмазов, которые могли поступать только из протерозойских отложений.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Белевцев Я. Н., Епатко Ю. М.* Условия образования и закономерности размещения железорудных формаций в докембрии Украинского щита.— В кн.: Геология месторождений полезных ископаемых докембрия. Л.: Наука, 1981, с. 5—38.
2. *Билибина Т. В., Григорьева Д. В., Титов В. К.* Проблема рудоносности формации габбро—анортозитов—гранитов рапакиви.— В кн.: Геология месторождений полезных ископаемых докембрия. Л.: Наука, 1981, с. 259—282.
3. *Богданов Ю. В., Феоктистов В. П.* Формационные типы месторождений медистых песчаников Северного Забайкалья.— В кн.: Геология месторождений полезных ископаемых докембрия. Л.: Наука, 1981, с. 147—155.
4. *Власов Г. М.* Островные дуги и новая глобальная тектоника.— Геотектоника, 1976, № 1, с. 5—16.
5. Геологические формации и металлогения Алданского щита. Л.: Недра, 1976. 339 с.
6. Геология и полезные ископаемые Африки. М.: Недра, 1973. 544 с.
7. *Казанский В. И.* Постметаморфические гидротермальные месторождения областей протоактивизации.— В кн.: Геология месторождений полезных ископаемых докембрия. Л.: Наука, 1981, с. 243—259.
8. *Колотухина С. Е.* Структурное положение редкометальных провинций на древних платформах южного полушария. М.: Наука, 1977. 87 с.
9. Магматические рудные месторождения. М.: Недра, 1973. 208 с.
10. *Малич Н. С., Туганова Е. В.* Принципы и методика минералогического анализа платформ. М.: Недра, 1980. 287 с.
11. Металлогения восточной части Балтийского щита. Л.: Недра, 1980. 247 с.

12. Металлогения Украины и Молдавии. Киев: Наук. думка, 1974. 511 с.
13. *Милановский Е. Е.* Основные этапы развития процессов рифтогенеза и их место в геологической истории Земли.— В кн.: Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981, с. 38—60.
14. *Михайлов Д. А.* Геология и генезис месторождений железистых кварцитов.— В кн.: Геология месторождений полезных ископаемых докембрия. Л.: Наука, 1981, с. 70—91.
15. Полезные ископаемые Австралии и Папуа-Новой Гвинеи. Т. I. М.: Мир, 1980. 453 с.
16. *Рундквист Д. В., Соколова В. Н.* Типы зональности пород и руд никеленосных массивов.— В кн.: Геология месторождений полезных ископаемых докембрия. Л.: Наука, 1981, с. 92—112.
17. *Смирнов В. И.* Пути развития металлогении.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1981, т. 13, с. 8—20.
18. *Смирнов В. И.* Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1982. 669 с.
19. *Соколов Ю. М., Турченко С. И., Салье М. Е.* Проблемы изучения металлогенической модели докембрия.— В кн.: Проблемы геологии раннего докембрия. Л.: Наука, 1977, с. 109—117.
20. Структурная геология рудных месторождений Канады. М.: Мир, 1964. 503 с.
21. *Твалчрелидзе Г. А.* О типах колчеданных месторождений и провинций.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 10, с. 5—16.
22. *Хренов П. М.* Негеосинклинальные вулкано-плутонические пояса континентального массива Восточной Сибири. М.: Недра, 1981. 223 с.
23. *Штилле Г.* Избранные труды. М.: Мир, 1964. 887 с.

УДК 553.0:551.24

В. И. КАЗАНСКИЙ

ЭВОЛЮЦИЯ РЕГИОНАЛЬНЫХ И ЛОКАЛЬНЫХ РУДОНОСНЫХ СТРУКТУР

В последние годы сформировалось новое направление в изучении рудных месторождений, которое В. И. Смирнов [9] определил как геоисторическую металлогению и которое связано с анализом процессов рудообразования в разные этапы геологической истории земной коры. Переход от одних этапов к другим характеризуется тремя генеральными особенностями: направленностью, необратимостью и цикличностью. При этом в ходе геологической истории возрастает общий объем тектоносферы, увеличивается мощность ее гранито-гнейсового слоя, нарастает контрастность между мобильными поясами, увеличивается темп и вертикальный размах тектонических перемещений, сокращается длительность тектономагматических и металлогенических циклов.

Эволюция земной коры сопровождается закономерной сменой рудных месторождений и тех структур, которые определяют их пространственное распределение. Исследования рудоносных структур земной коры обычно развиваются по двум линиям. Одна из них связана с региональным металлогеническим анализом [7,14], другая — с изучением рудных полей и месторождений [1,2]. Ранее автором были охарактеризованы соотношения региональных и локальных рудоносных структур в областях тектоно-магматической активизации, архейских кратонах и областях протоактивизации [3,4]. Настоящая статья служит продолжением этих работ. В ней проведена общая группировка региональных и локальных рудоносных структур материков и рассмотрено их влияние на размещение эндогенного оруденения в связи с направленным развитием континентальной земной коры в архее, протерозое и фанерозое. К региональным отнесены структуры металлогенических провинций и поясов, к локальным — рудных районов, полей и месторождений.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ РУДОНОСНЫЕ СТРУКТУРЫ

Разбирая общие геотектонические закономерности распределения эндогенных рудных месторождений, Н. С. Шатский [13] обратил внимание на принципиальное отличие каледонид, герцинид, альпид Европы и Северной Америки, которые формировались между древними платформами, наращивали их и с течением времени становились все более устойчивыми, и мезозоидами Тихоокеанского пояса, возникшими в результате раздробления и тектонической активизации древних жестких сооружений.

Первый тип развития земной коры в дальнейшем получил название прямого, прогрессивного, конструктивного, второй — обратного, регрессивного, деструктивного. Наиболее детально исследованы проявления конструктивных и деструктивных процессов в фанерозое. Опираясь на результаты этих исследований, Г. А. Твалчрелидзе [10] пришел к выводу, что прямому пути отвечают следующие переходы геологических структур: океан→внешняя островная дуга→внутренняя островная дуга→ →орогенный пояс→стабильная платформа. Обратное развитие коры следует по другой модели: активизированная платформа→сводово-глыбовая структура→континентальный рифт→океан.

Однако применение этих моделей к докембрию сопряжено с рядом ограничений. Согласно идее А. В. Пейве и др. [11], основным содержанием геосинклинального процесса является преобразование океанической земной коры в континентальную. Но зрелые офиолитовые комплексы — аналоги современной океанической коры — в раннем докембрии не обнаружены. Даже самые активные сторонники новой глобальной тектоники вынуждены признать, что в архее и раннем протерозое ее механизм не мог действовать [12]. Труднее всего с позиций тектоники плит увязать термальную историю Земли и рост континентальной коры. Считалось, что архейские зеленокаменные пояса и поля гранито-гнейсов отражают два первичных разреза земной коры — океанический и континентальный. К настоящему времени доказано, что зеленокаменные толщи формировались на достаточно мощной континентальной коре [6]. Вместе с тем поиски первичной земной коры «лунного типа» пока не дали положительных результатов. Предполагается, что бомбардирующий поток тяжелых метеоритов, опускание отдельных блоков в верхнюю мантию и вулканизм частично уничтожили ее и что горячие кислотные дожди быстро изменили первичные магматические породы.

Поэтому характеристику региональных рудоносных структур в историческом плане приходится ограничить материками и начать с архейских зеленокаменных или, точнее, супракрустальных поясов, оставляя открытыми вопросы о фундаменте этих поясов, о древнейших океанических структурах и переходных зонах континент—океан.

С учетом этих замечаний региональные рудоносные структуры материков в зависимости от направленности развития и возраста могут быть разделены на три последовательно возникающие группы: конструктивную, стабильную и деструктивную (см. фигуру). Формирование конструктивных структур — архейских супракрустальных, раннепротерозойских подвижных и рифейско-фанерозойских складчатых поясов — было связано с отложением субмаринных осадочно-вулканогенных толщ и последующим их превращением в континентальную кору. Для стабильных структур — протоплатформ, древних и молодых платформ — характерно накопление осадочных чехлов на фоне спокойного прогибания. Деструктивные структуры — области протоактивизации, тектоно-магматической активизации, континентального рифтогенеза — возникли вследствие раздробления консолидированной континентальной коры в обстановке сводово-глыбовых поднятий, наземного осадконакопления и вулканизма.

Металлогению консолидированных структур на ранних этапах их развития определяют процессы субмаринного вулканизма и связанного с ними рудообразования, а на поздних — метаморфогенного и магматогенного оруденения. Важно подчеркнуть, что уже в архейских супракрусталь-

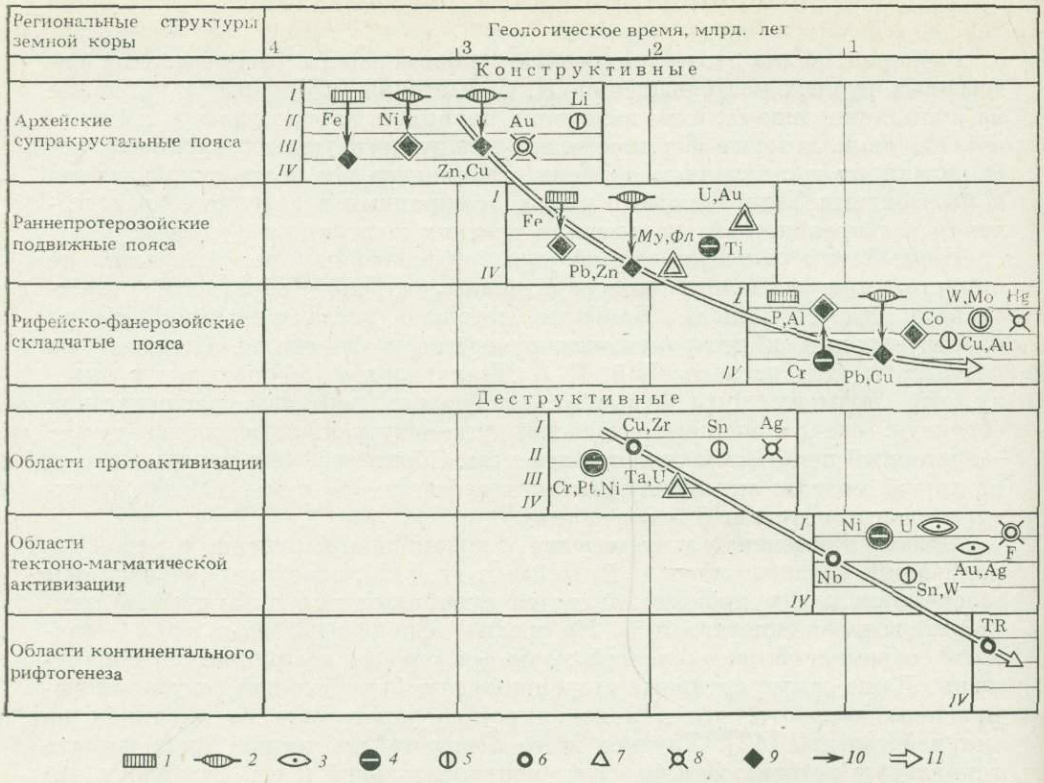


Схема эволюции во времени рудоносных структур материков

1—9 — локальные рудоносные структуры: *1* — субмаринные седиментогенные, *2* — субмаринные вулканогенные, *3* — наземные вулканогенные, *4—6* — плутоногенные (*4* — стратифицированные массивы основных и ультраосновных пород, *5* — гранитоидные интрузивы, включая надинтрузивные зоны, *6* — кольцевые магматические комплексы), *7* — метаморфогенные, *8* — деформационные, *9* — полигенные; *10* — преобразования локальных структур при складчатости и метаморфизме; *11* — локальные рудоносные структуры «сквозного развития»; двойные контуры — локальные структуры, характерные для определенных типов региональных структур; *I—IV* — глубинные зоны земной коры: *I* — приповерхностная, *II* — гипабиссальная, *III* — абиссальная, *IV* — ультраабиссальная (пояснения в тексте)

ных поясах представлен достаточно широкий набор рудных месторождений и что новейшие геохронологические датировки отодвигают начало рудообразования вплоть до того рубежа в 3,8 млрд. лет, с которого отсчитывается геологическая история Земли. Перечень месторождений архейского возраста расширяется и включает железистые кварциты, колчеданные месторождения цветных металлов, сульфидные медно-никелевые месторождения, постметаморфические гидротермальные месторождения золота, редкометальные гранитные пегматиты. При переходе к протерозойским подвижным и фанерозойским геосинклинально-складчатым поясам все более возрастает роль кислого магматизма, сопровождаемого широким набором скарновых и гидротермальных месторождений редких, цветных и благородных металлов. Стабильные структуры земной коры отличаются резким преобладанием экзогенных рудных месторождений: на протоплатформах это металлоносные конгломераты и медистые песчаники, на древних и молодых платформах — осадочные и остаточные залежи железных, марганцевых и алюминиевых руд, редкометальные россыпи, фосфориты, разнообразные постседиментационные урановые месторождения. В областях протоактивизации ведущее значение имеют гигантские расслоенные интрузивы бушвельдского типа с магматическими месторождениями хрома, титана, платины, меди, никеля, а также рудоносные щелочные метасоматиты. В областях тектоно-магматической активизации развита обширная серия постмагматических месторождений

олова, вольфрама, свинца, цинка, золота, флюорита, ассоциирующих с гипабиссальными и субвулканическими интрузиями пестрого состава, в областях континентального рифтогенеза — магматические комплексы центрального типа с редкометальными карбонатитами.

ЛОКАЛЬНЫЕ РУДОНОСНЫЕ СТРУКТУРЫ

Классификации структур рудных районов, полей и месторождений базируются либо на морфологических, либо на генетических принципах. Наиболее детальная структурно-генетическая классификация принадлежит Г. Ф. Яковлеву [16], который различает четыре серии структур рудных полей и месторождений: тектоногенную, тектоно-магматогенную, тектоно-метаморфогенную и тектоно-экзогенную.

В развитие этой классификации локальные рудоносные структуры могут быть разделены на семь генетических серий: эрозионную, седиментогенную, вулканогенную, плутоногенную, метаморфогенную, деформационную и полигенную. Первые две серии относятся к экзогенным, остальные — к эндогенным рудоносным структурам.

Эрозионная серия включает поверхности выравнивания с никеленосными и бокситоносными корами выветривания, а также речные долины и озерные котловины, в которых накапливаются золотоносные и редкометальные россыпи. К седиментогенной серии относятся прибрежно-морские, барровые, рифовые структуры, поверхности несогласий, структуры выклинивания рудоносных горизонтов, конседиментационные депрессии и поднятия, с которыми связаны руды железа, марганца, меди, урана, титана, алюминия и др. Вулканогенная серия обнимает вулканические постройки, а также субвулканические и гипабиссальные интрузии в корневых частях вулканических аппаратов. Одни из них образованы в субмаринной обстановке и сопровождаются колчеданными и никелевыми месторождениями, другие — в наземной (месторождения золота, серебра, урана, молибдена, бериллия и др.). Плутоногенная серия включает стратифицированные интрузивы с хромитовыми, платиновыми, медно-никелевыми рудами, магматические комплексы центрального типа с редкометальными карбонатитами, алмазоносные кимберлиты, а также рудоносные системы интрузив—надинтрузивная зона с широкой гаммой постмагматических месторождений железа, олова, вольфрама, меди, молибдена, тантала, ниобия, свинца, цинка и некоторые трубки взрыва. Метаморфогенная серия объединяет структуры гранито-гнейсовых куполов, будинажа и складок течения, с которыми сопряжены мусковитовые и редкометальные пегматиты, флогопитоносные магнезиальные скарны, а также стратиформные месторождения в черных сланцах и тектоно-метасоматические зоны с редкометальными щелочными метасоматитами. Деформационная серия охватывает структуры напластования, внутриформационного расслоения, экранирования, различные по генезису складки, межформационные зоны дробления, а также крупные разрывные нарушения и трещинные системы, консолидирующие ртутное, сурьмяное, золотое, свинцовое, флюоритовое оруденение. Полигенные структуры возникают в результате преобразования первичных седиментогенных, вулканогенных, плутоногенных структур под воздействием более поздних тектонических и метаморфических процессов, сопровождаемых переотложением рудного вещества. К полигенной серии принадлежат и локальные структуры, контролирующие стратиформные месторождения цветных металлов в геохимически специализированных карбонатно-терригенных толщах.

Одним из главных факторов образования локальных рудоносных структур является глубина, определяющая характер деформаций вмещающих пород, пространственное расположение и внутреннее строение тех каналов, по которым в верхние горизонты земной коры поднимаются рудоносные расплавы и растворы, морфологию интрузивных тел и трещинных систем в надинтрузивных зонах и др. Для сравнительной характе-

ристики глубин обычно используется фациальный принцип. Мы воспользуемся оценками В. И. Смирнова [8], который различает четыре глубинные зоны формирования эндогенных месторождений: приповерхностную (до 1—1,5 км), гипабиссальную (от 1,5 до 3—5 км), абиссальную (от 3—5 до 10—15 км) и ультраабиссальную (ниже 10—15 км от поверхности Земли). Различные генетические серии локальных структур занимают разное положение в глубинных зонах земной коры. Для приповерхностной зоны характерны эрозионные, седиментогенные и тектоногенные структуры. В гипабиссальной и абиссальной зонах последние сочетаются с плутоногенными, метаморфогенными и полигенными. Наконец, в ульраабиссальной зоне главное значение имеют локальные рудоносные структуры полигенной и метаморфогенной серий.

СООТНОШЕНИЯ РЕГИОНАЛЬНЫХ И ЛОКАЛЬНЫХ РУДОНОСНЫХ СТРУКТУР

Как уже отмечалось, образование эндогенных месторождений связано с развитием региональных структур конструктивной и деструктивной групп. Распределение локальных рудоносных структур по разновозрастным региональным структурам и глубинным зонам земной коры показано на схеме. Детальные описания структур металлогенических провинций, рудных районов, полей и месторождений содержатся в обширной опубликованной литературе. Поэтому мы отметим лишь главные тенденции их эволюции во времени.

Для группы региональных конструктивных структур — архейских супракрустальных, раннепротерозойских подвижных и рифейско-фанерозойских складчатых поясов — характерны максимальное разнообразие локальных рудоносных структур, устойчивость во времени субмаринных седиментогенных и вулканогенных структур, преобразование значительной их части в полигенные структуры в результате складчатости и метаморфизма, максимум которого приходится на протерозой, возрастание в ходе геологической истории роли тектоногенных и плутоногенных структур.

Группа деструктивных региональных рудоносных структур, в которую входят области протоактивизации, тектоно-магматической активизации и континентального рифтогенеза, отличается решительным преобладанием локальных плутоногенных и деформационных структур. Кроме того, в этой группе представлены наземные вулканогенные, метаморфогенные и полигенные структуры, имеющие подчиненное значение.

Внутри каждой группы одни локальные рудоносные структуры пользуются «сквозным» развитием в ходе геологической истории. Другие характерны для более узких ее интервалов и конкретных типов региональных структур. Третьи возникают в различной геотектонической обстановке, не являются типоморфными ни для групп, ни для отдельных их членов и нами не рассматриваются.

Конструктивную группу в целом отличает «сквозное» развитие субмаринных вулканогенных структур, определяющих локализацию колчеданных месторождений цветных металлов. Это депрессии на флангах щитовых вулканов, на склонах и в центральных частях стратовулканов, кальдеры и жерла, контактные зоны экструзивов и субвулканических тел, связанные с магмовыводящими разломами. При наложении складчатости в начале происходит изменение рудных тел. В ходе последующих дислокаций положительные вулкано-структуры обычно представляют собой жесткие ядра штамповых складок, облекаемые более пластичными породами. При еще более интенсивных деформациях вулкано-структуры и колчеданные залежи вовлекаются в складчатость с полной утратой первичных форм и переотложением руд. Миграция рудных компонентов обычно начинается в температурных границах зеленосланцевой фации и усиливается при переходе от эпидот-амфиболитовой фации к амфиболи-

товой. Однако в некоторых случаях колчеданные месторождения сохраняются и в обстановке гранулитовой фации [5].

Вместе с тем каждому типу региональных конструктивных структур присущи характерные типы локальных структур и связанных с ними рудных месторождений. В архейских супракрустальных поясах это сульфидные никелевые месторождения в ассоциации с коматиитами и гидротермальные золоторудные месторождения, в раннепротерозойских подвижных поясах — богатые рудные залежи в железистых кварцитах, флогопитоносные скарны и мусковитовые пегматиты, стратиформные золото-урановые месторождения в черных сланцах, в рифейско-фанерозойских складчатых поясах — хромитовые месторождения в гипербазитах, стратиформные кобальт-никель-урановые и гидротермальные олово-вольфрам-молибденовые месторождения.

Наличие в разрезе архейских супракрустальных поясов достаточно мощных коматиитовых лав указывает на более прямую связь с верхней мантией, чем в более поздние периоды геологической истории, когда инициальный магматизм геосинклинальных зон сопровождался интрузиями ультраосновных и основных пород с месторождениями хрома, платины, титана. Вопреки представлению о никеленосных коматиитах как о древних излияниях мантийных расплавов они характерны для сравнительно молодых супракрустальных поясов с возрастом около 3 млрд. лет. Своеобразие структур этих месторождений определяют инъекции сульфидных расплавов в дифференцированные покровы ультрамафических лав, интенсивные складчатые деформации рудоносных вулканогенных отложений вследствие роста гранитных куполов в сиалическом основании, наложение метаморфизма и поздних кислых интрузий с частичным переотложением никелевых руд. Согласно традиционной точке зрения, хромитоносные ультрабазиты фанерозоя представляют собой расслоенные интрузивные массивы, формировавшиеся на глубине 3—6 км от палеоповерхности. Однако появляется все больше указаний на их принадлежность к офиолитовым комплексам и на перемещение в верхние горизонты земной коры в виде протрузий. В этой интерпретации локальные рудоносные структуры хромитоворудных районов и полей также относятся к полигенной серии.

Заключительные этапы развития архейских супракрустальных поясов были отмечены проявлением первых локальных рудоносных структур деформационной и плутоногенной серий. К деформационной серии принадлежат выдающиеся гидротермальные месторождения золота, которые распространены по всему разрезу архейских супракрустальных отложений, образованы после регионального метаморфизма и многофазных пликативных дислокаций, контролируются зонами крупных разрывных нарушений, отличаются большим вертикальным диапазоном и сформированы гидротермальными растворами вне видимой связи с магматизмом. Близкая к ним плутоногенная серия представлена системами редкометальных пегматитовых и высокотемпературных гидротермальных жил в эндо- и экзоконтактах поздних гранитоидных массивов.

Тектонические структуры, контролирующие архейские золоторудные месторождения, не имеют близких аналогов более молодого возраста. Что касается архейских редкометальных жил в связи с гранитоидами, то они являются прообразом рудоносных систем интрузив—надинтрузивная зона, столь характерных для фанерозойских складчатых систем. Именно с этими системами связаны многочисленные постмагматические месторождения вольфрама, олова, молибдена, меди, золота, редких и рассеянных элементов. Предполагается, что крупнейшие медно-порфировые месторождения Южной Америки связаны с корневыми частями стратовулканов, в которых расположены многофазные гранитоидные плутоны и формирование таких рудоносных систем обусловлено погружением океанической плиты под континент.

С раннепротерозойскими подвижными поясами ассоциируют выдающиеся месторождения железистых кварцитов, образовавшиеся в субма-

ринных условиях в связи с излияниями базальтоидных лав. Что же касается эндогенных процессов, то они создали складчато-разломные структуры железорудных бассейнов и сформировали богатые столбообразные рудные залежи вследствие частичного выноса кремнезема и переотложения железа метаморфогенными растворами. В сочетании со структурными факторами термодинамические параметры метаморфизма определили также локализацию магнезиально-скарновых залежей и мусковитовых пегматитов, которые контролируются благоприятными по литологическому составу горизонтами, складками, зонами высокотемпературного рассланцевания и перекристаллизации.

В геохимически специализированных толщах протерозоя и раннего палеозоя прогрессивный метаморфизм сопровождался ростом гранитогнейсовых куполов, вокруг которых в определенном порядке расположены стратиформные, штокверковые и жильные месторождения золота метаморфогенно-гидротермального типа. Их отличают тесная временна́я сопряженность с процессами зонального метаморфизма в диапазоне от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций; формирование золотого оруденения до внедрения орогенных интрузий; решающая роль в локализации оруденения литолого-стратиграфических факторов, а также пликативных и дизъюнктивных нарушений эпохи главной складчатости; связь рудоносных растворов с регрессивным этапом метаморфизма; повышенное давление этих растворов, превышающее литостатическую нагрузку. В сходной геологической обстановке возникли полигенные стратиформные золото-урановые месторождения в протерозойских углеродистых формациях.

Складчатые и разрывные деформации в сочетании с литологическими факторами определяют также современный облик локальных структур, с которыми связаны стратиформные кобальт-никель-урановые месторождения в терригенно-карбонатных отложениях позднего протерозоя. Генезис этих месторождений продолжает вызывать дискуссии. Одни авторы считают, что рудные элементы переносились из зон аридного выветривания речными потоками, осаждались в прибрежных зонах мелководных морей, а затем испытывали перераспределение при диагенезе. Другие полагают, что источниками рудных компонентов были постмагматические гидротермальные растворы, поступавшие в бассейн седиментации по крупным глубинным разломам. Третьи рассматривают упомянутые месторождения как постскладчатые эпигенетические, не отрицая первичного обогащения вмещающих толщ рудными компонентами.

В региональных структурах **деструктивной группы** «сквозным» развитием пользуются полиформационные магматические комплексы центрального типа. Они появились на рубеже в 2 млрд. лет и внедрялись в жесткие блоки земной коры на протяжении всего рифея, палеозоя, мезозоя и кайнозоя вплоть до современных внутриконтинентальных рифтовых систем. Эти комплексы весьма разнообразны по сочетаниям изверженных пород, деталям внутреннего строения, но две главные их особенности сохраняются неизменными: мантийное происхождение и высокая механическая активность расплавов, определяющие локальные закономерности размещения магматических постмагматических руд ниобия, тантала, редких земель, флогопита, магнетита, меди и др. Различия между древними и молодыми комплексами касаются в основном деталей их строения. Так, протерозойские комплексы имеют более глубокий эрозионный срез, а месторождения сосредоточены внутри центральных структур; палеозойские — отличаются более широким развитием эффузивных и пирокластических фаций, а рудная минерализация распространяется во вмещающие породы; в кайнозойских комплексах оруденение проявлено слабее, чем в мезозойских [15].

Вместе с тем типоморфными для областей протоактивизации являются рудоносные стратифицированные основные и ультраосновные интрузивы и редкометальные щелочные метасоматиты, а для областей тектоно-

магматической активизации — сульфидные медно-никелевые гидротермальные урановые и флюоритовые месторождения.

Внедрение в первой половине протерозоя гигантских мантийных интрузий ознаменовало новый этап в истории Земли, когда стабилизированные раннедокембрийские структуры впервые были рассечены глубинными трансконтинентальными разломами. Эти интрузии представлены расслоенными дайками, стратифицированными интрузивными комплексами, массивами рапакиви, анортозитов, ультраосновных и щелочных пород. Главная часть эндогенного оруденения размещается либо внутри интрузивов, либо в их экзоконтактных зонах. Соответственно ведущими локальными рудоносными структурами являются стратифицированные серии основных и ультраосновных пород с пластообразными залежами раннемагматических хромитовых, платиновых, титановых, никелевых руд: системы дизъюнктивных нарушений в эндо- и экзоконтактах рудоносных плутонов, контролирующие размещение позднемагматических медно-никелевых и других руд; системы кольцевых и радиальных разрывов, сопровождающие полиформационные магматические комплексы, с которыми связаны рудоносные карбонатиты и высокотемпературные щелочные метасоматиты; трещинные надинтрузивные зоны, вмещающие постмагматическое редкометальное оруденение.

Характерным индикатором явлений протоактивизации служат рудоносные щелочные метасоматиты, приуроченные к крупным, длительно развивающимся разломам в фундаменте древних щитов. Основу таких разломов создают зоны инъекционных мигматитов, бластокатаклазитов и бластомилонитов, возникшие после регионального метаморфизма и гранитизации в температурных границах амфиболитовой фации. Такие зоны отвечают наиболее глубинным сечениям дизъюнктивных нарушений и образуются путем пластического течения и частичного плавления окружающих пород. Более поздние тектонические движения по разломам происходили в условиях зеленосланцевой фации. Рудоносные щелочные метасоматиты принадлежат к особому типу постметаморфических месторождений, содержат руды тантала, ниобия, бериллия, урана и отличаются четкой вертикальной зональностью, обусловленной падением температуры в восходящей колонне гидротермальных растворов. Иногда крупные рудоносные разломы фундамента объединяются едиными ореолами гидротермальных изменений с плащеобразными никель-урановыми месторождениями, залегающими среди среднепротерозойских эпиконтинентальных отложений. Месторождения тяготеют к зоне стратиграфического несогласия и приурочены к палеоруслам и конусам выноса. По морфологическим признакам такие локальные рудоносные структуры могут быть названы комбинированными, а с генетических позиций — полигенными, так как их нижние части принадлежат к деформационной серии, а верхние — к седиментогенной.

Грандиозные излияния траппов на активизированных древних платформах сопровождались формированием алмазоносных кимберлитов и магматических сульфидных медно-никелевых месторождений. Месторождения тяготеют к обособленным блокам земной коры типа компенсированных приразломных прогибов, а внутри них — к локальным вулкано-тектоническим структурам. Последние выполнены щелочно-базитовыми, гипербазит-базитовыми вулканитами и вмещают дифференцированные никеленосные мантийные интрузивы, центры которых находятся на пересечениях глубинных разломов.

В последние годы все большее количество исследователей объединяет заключительные этапы развития геосинклинальных поясов и явления тектоно-магматической активизации в единый орогенный процесс. Локальные рудоносные структуры областей тектоно-магматической активизации весьма разнообразны, и их строение зависит от степени консолидации фундамента. В результате тектоно-магматической активизации на древних щитах возникают пологие сводово-глыбовые поднятия, приразломные грабены, происходит омоложение докембрийских разломов, в осадочном чех-

ле платформ образуются гребневидные коробчатые сундучные складки; в пределах ранее консолидированных складчатых областей появляются эрозионно-тектонические и вулкано-тектонические депрессии, с которыми связаны гидротермальные урановые и флюоритовые месторождения. Первые ассоциируют с субвулканическими телами среднего и кислого состава и уходят в фундамент депрессий по крутопадающим разрывным нарушениям, вторые контролируются крупными разломами вне видимой связи с магматизмом.

ВЫВОДЫ

1. В зависимости от направленности развития и возраста региональные рудоносные структуры материков подразделяются на три последовательно возникающие группы: конструктивную, стабильную и деструктивную. К первой относятся архейские супракрустальные, раннепротерозойские подвижные и рифейско-фанерозойские складчатые пояса, ко второй — протоплатформы, древние и молодые платформы, к третьей — области протоактивизации, тектоно-магматической активизации и континентального рифтогенеза.

2. Локальные рудоносные структуры, которые определяют геологическое строение рудных районов, полей и месторождений, подразделяются на семь генетических серий: эрозионную, седиментогенную, вулканогенную, плутоногенную, метаморфогенную, деформационную и полигенную.

3. В ходе геологической истории одни локальные рудоносные структуры пользуются «сквозным» развитием и характеризуют определенные группы региональных структур. В конструктивной группе это субмаринные колчеданоносные вулканогенные структуры, подвергшиеся складчатости и метаморфизму, в деструктивной — рудоносные полиформационные магматические комплексы. Другие отвечают определенным типам региональных структур, например стратиформные золото-урановые залежи в черных сланцах протерозойских подвижных поясов, рудоносные расслоенные массивы и редкометальные щелочные метасоматиты в областях протоактивизации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геологическая среда и структурные условия гидротермального рудообразования / Ю. Г. Сафонов, А. А. Пэк, Л. И. Лукин и др. М.: Наука, 1982. 214 с.
2. Геологические структуры эндогенных рудных месторождений. М.: Наука, 1978. 240 с.
3. *Казанский В. И.* Рудоносные тектонические структуры активизированных областей. М.: Недра, 1972. 240 с.
4. *Казанский В. И.* Эволюция рудоносных структур докембрия: архейские кратоны и области протоактивизации.— В кн.: Рудоносные структуры докембрия. М.: Наука, 1982, с. 7—68.
5. Колчеданные месторождения мира. М.: Недра, 1979. 284 с.
6. *Кратц К. О., Хильтова В. Я., Вревский А. В.* и др. Периодизация тектонических событий докембрия.— В кн.: Проблемы тектоники раннего докембрия. Л.: Наука, 1980, с. 5—14.
7. Рудоносность и геологические формации структур земной коры / К. А. Марков, В. А. Трофимов, Ю. Г. Старицкий и др. Л.: Недра, 1981. 423 с.
8. *Смирнов В. И.* Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1982. 669 с.
9. *Смирнов В. И.* Эндогенное рудообразование в геологической истории.— Геология руд. месторождений, 1982, № 4, с. 3—20.
10. *Твалчрелидзе Г. А.* Металлогения двух основных типов развития земной коры.— Геология руд. месторождений, 1982, № 2, с. 3—13.
11. Тектоника Северной Евразии / А. В. Пейве, Л. П. Зоненшайн, А. Л. Книппер и др. М.: Наука, 1980. 222 с.
12. *Хаин В. Е.* От тектоники плит к более общей теории глобального тектогенеза.— Геотектоника, 1978, № 3, с. 3—25.
13. *Шатский Н. С.* Геотектоническая закономерность распределения эндогенных рудных месторождений.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1960, № 11, с. 9—18.
14. *Щеглов А. Д.* Основы металлогенического анализа. М.: Недра, 1980. 431 с.
15. Эндогенное оруденение древних щитов (эволюция, структурные и петрологические условия эндогенного рудообразования). М.: Наука, 1978. 198 с.
16. *Яковлев Г. Ф.* Геологические структуры рудных полей и месторождений. М.: Изд-во МГУ, 1982. 270 с.

УДК 553.31(47+57)

В. М. ГРИГОРЬЕВ

ЖЕЛЕЗОРУДНЫЕ ЭПОХИ И ПРОВИНЦИИ НА ТЕРРИТОРИИ СССР

А. П. Никольский и Б. В. Каукин [10] в 60-х годах выделили на территории нашей страны девять эпох формирования железорудных месторождений, а Г. А. Соколов [13] составил металлогеническую карту СССР по железу, на которой оконтурил 24 железорудных провинции и показал распространение месторождений 17 железорудных формаций. Эти вопросы освещались также и в более поздних работах [4, 11, 14]. Обобщение фактических данных по оценке железорудных месторождений, полученных в последние годы, дало возможность на тектонической основе выделить главнейшие железорудные эпохи и провинции на территории СССР.

Крупнейшие железорудные бассейны и месторождения СССР сформировались в течение пяти металлогенических эпох: архейской, раннепротерозойской, среднепалеозойской, позднепалеозойско-раннемезозойской и позднемезозойско-кайнозойской. В каждую из этих эпох возникали весьма крупные месторождения железных руд, суммарные запасы которых составляют сотни и десятки миллиардов тонн (фиг. 1).

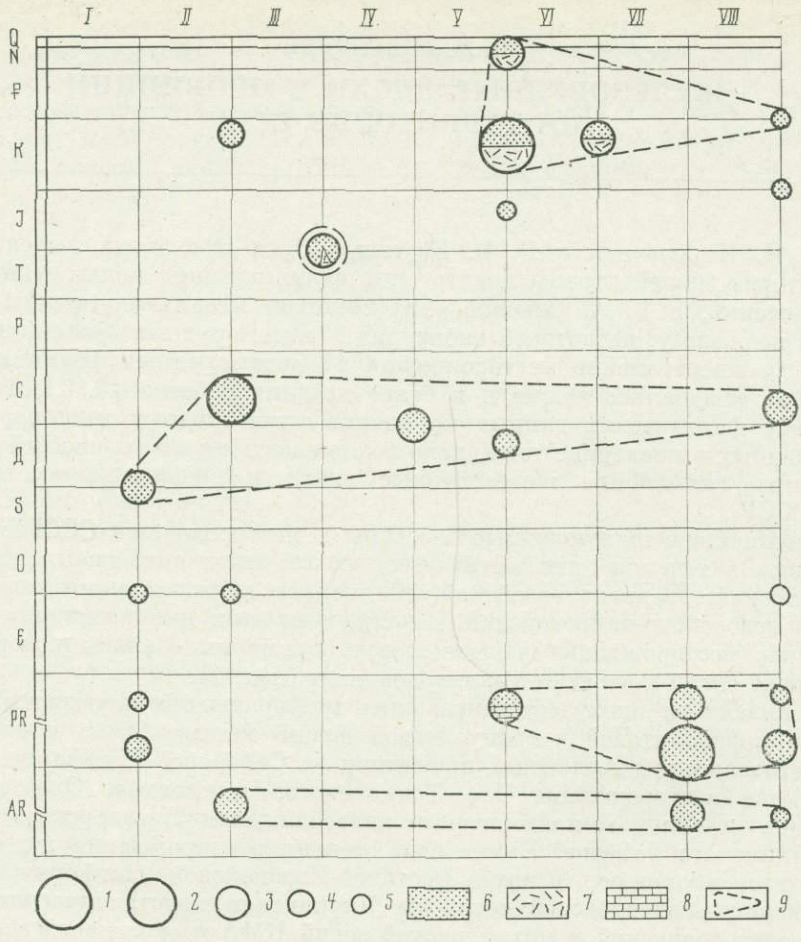
В архейскую эпоху сформировались месторождения железистых кварцитов амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма и скарново-магнетитовых руд Алданской провинции на Сибирской платформе. К ним относятся месторождения Чаро-Токкинского, Чарского и Олекминского районов и скарново-магнетитовые месторождения Леглиерского и Дес-Сиваглинского районов. В меньшей степени месторождения железистых кварцитов проявились в архее Восточно-Европейской платформы в породах конско-верховцевской серии на Украинском кристаллическом щите, в породах обоянской и михайловской серий КМА и околовской серии Белорусского кристаллического массива.

Раннепротерозойскую эпоху наиболее мощного железорудонакопления на территории СССР характеризуют железорудные бассейны с широко развитыми фациями хемогенных, терригенно-хемогенных и вулканогенных осадков, метаморфизованных затем в железистые кварциты преимущественно зеленосланцевой фации. Они локализованы в пределах Восточно-Европейской платформы на Балтийском щите, Воронежском кристаллическом массиве и Украинском кристаллическом щите. В этих провинциях находятся железорудные месторождения Оленегорского и Костомукшского железорудных районов, железорудные бассейны КМА, Кривого Рога, а также месторождения Кременчугского и Белозерского железорудных районов.

В среднепалеозойскую эпоху возникли месторождения магматических титаномагнетитовых, вулканогенно-осадочных скарново-магнетитовых и магнетит-гематитовых руд. Месторождения этих типов руд образовались в периоды каледонского тектогенеза Уральской, Тургайской, Центрально-Казахстанской, Алтае-Саянской и Забайкальской провинций.

Позднепалеозойско-раннемезозойская эпоха проявилась в Ангаро-Енисейской железорудной провинции в связи с герцинской активизацией Сибирской платформы, в результате которой сформировались крупные гидротермальные магномагнетитовые месторождения Ангаро-Илимского, Ангаро-Катского, Ангаро-Чунского, Средне-Ангарского, Нижнетунгусско-Курейского и Подкаменно-Тунгусского районов.

В позднемезозойско-кайнозойскую эпоху образовались осадочные оолитовые лептохлорит-гидрогетитовые руды Тургайской и Западно-Сибирской провинций, Керченского бассейна, а также магнетитовые и скар-



Фиг. 1. Диаграмма распространения железорудных месторождений СССР различных генетических групп по железорудным эпохам в истории Земли

1—5 — суммарные запасы железных руд: *1* — сотни млрд. т, *2* — до 100 млрд. т, *3* — до 10 млрд. т, *4* — до 1 млрд. т, *5* — первые сотни млн. т; *6—8* — минеральные типы руд: *6* — железо-окисные, *7* — карбонатно-силикатно-окисные, *8* — карбонатные; *9* — границы железорудных эпох; генетические группы железорудных месторождений: *I* — магматические, *II* — скарновые, *III* — гидротермальные, *IV* — вулканогенно-осадочные, *V* — осадочные морские, *VI* — осадочные континентальные, *VII* — метаморфизованные, *VIII* — выветривания

ново-магнетитовые месторождения Кавказской и Западно-Тяньшанской провинций, связанные с альпийским тектогенезом.

Следовательно, для Сибирской платформы характерны максимумы железонакопления в архейскую и позднепалеозойско-раннемезозойскую эпохи, а для Восточно-Европейской платформы — в раннепротерозойскую. Для геосинклинальных областей главными эпохами железонакопления являются среднепалеозойская и позднемезозойско-кайнозойская.

Месторождения осадочных и вулканогенно-осадочных железных руд формировались после периодов активной вулканической деятельности. *Наиболее яркими* примерами служат позднепротерозойские гематитовые месторождения Ангаро-Питского бассейна и нижнемеловые лептохлорит-гидрогетитовые руды Западно-Саянского железорудного бассейна на окраинах *Сибирской платформы*.

С эпикаледонским тектогенезом связано образование месторождений вулканогенно-осадочных магнетит-гематитовых руд Атасуйского железорудного района в *Центральном Казахстане* и Горно-Алтайского в Алтайском крае, с эпигерцинским тектогенезом — Аятского железорудного бассейна сидерит-лептохлорит-гидрогетитовых руд в Тургайской провин-

ции, а с эпиальпийским тектогенезом — Керченско-Таманского бассейна лептохлорит-гидрогетитовых руд Крымско-Кавказской провинции.

Железонакопление в архее и особенно мощное в раннем протерозое связано с проникновением глубинных растворов—расплавов, обогащенных железом и кремнием, по кольцевым и разломным тектоническим структурам глубокого заложения. Такие кольцевые структуры имеют железорудные месторождения Оленегорского и Костомукшского районов на Балтийском щите. С разломными структурами ассоциируют месторождения Криворожско-Кременчугского района, имеющие меридиональную протяженность более 150 км при максимальной мощности пород среднего рудоносного отдела криворожской серии до 2 км и глубину оруденения, по геофизическим данным, до 8 км. Начатое бурение сверхглубокой скважины в северной части Кривого Рога проектной глубиной 12 км должно решить вопрос о строении толщи железистых кварцитов и глубине оруденения. Выявленное Д. М. Белик [2] симметричное строение рудоносных пород криворожской серии можно трактовать как отложение железа и кремния из рудоносных растворов—расплавов по стенкам разломов при их постепенном раскрытии.

По двум сходящимся разломам образованы также месторождения железистых кварцитов КМА, сложенные крутопадающими залежами также большой протяженности на глубину. Аналогичное строение (крутопадающие залежи, простирание на десятки—сотни километров и большие глубины оруденения) имеют месторождения магнетитовых кварцитов Чаро-Токкинского и Чарского районов в Южной Якутии, гематитовых кварцитов в Карсакпайском (Центральный Казахстан) и магнетит-гематитовых кварцитов в Мало-Хинганском (Хабаровский край).

В. И. Смирнов [12] отмечает, что о вулканогенном происхождении месторождений железистых кварцитов свидетельствуют следующие данные: 1) формирование железистых джеспилитов в начальную геосинклинальную стадию геологического цикла развития, сопровождавшуюся заметной вулканической активностью; 2) пространственная ассоциация железистых кварцитов с метаморфизованными продуктами геосинклинального вулканизма; 3) кварцевый (яшмовидный) парагенезис железа, характерный для вулканогенно-осадочных образований; 4) отсутствие прибрежного контроля в размещении железистых кварцитов.

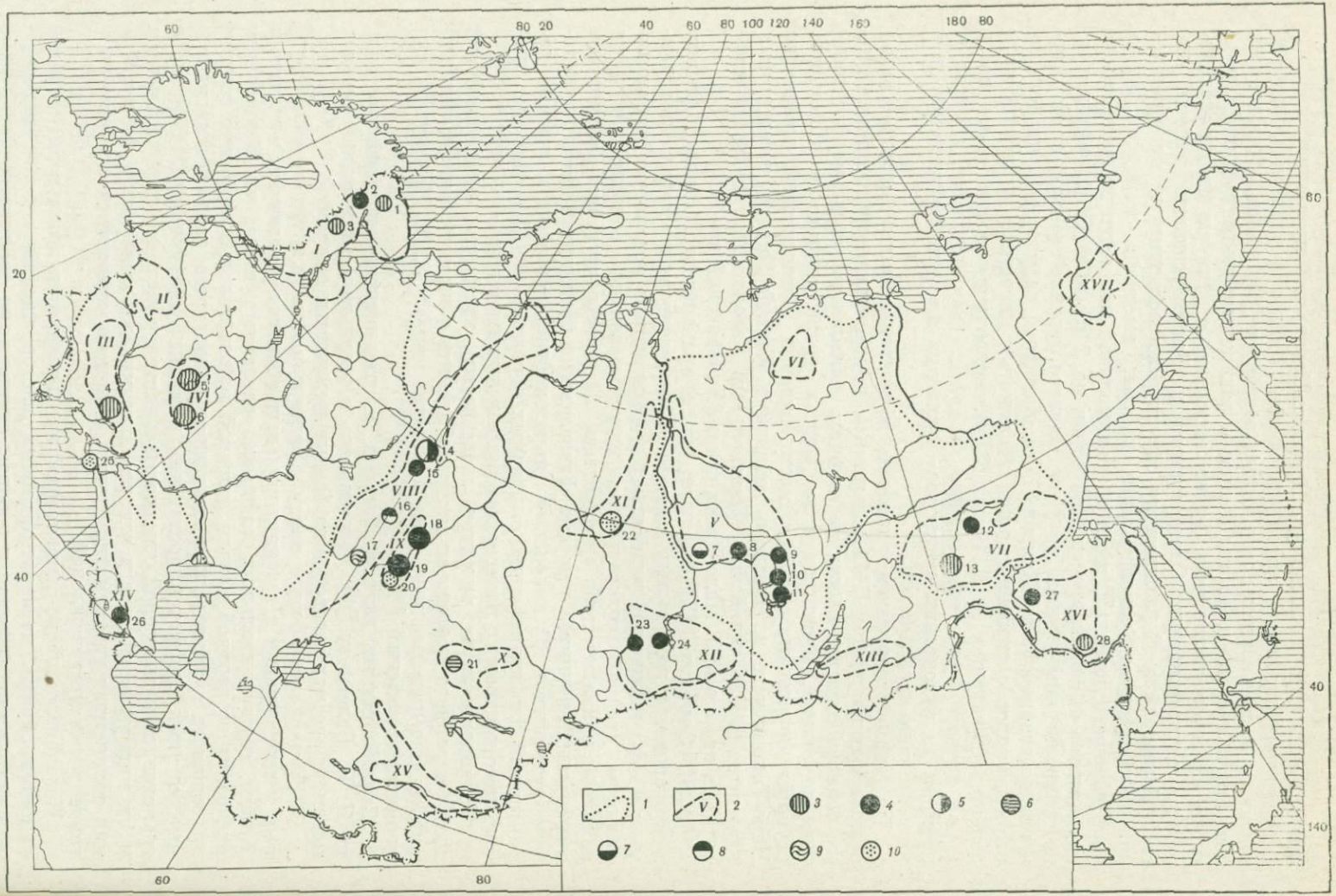
Тонкополосчатую текстуру железистых кварцитов месторождений архея и раннего протерозоя можно объяснить с позиций раскристаллизации рудоносного расплава, что наглядно показал А. А. Маракушев для хромитовых залежей [8].

Столбообразные залежи богатых мартит-дисперсногематитовых руд, по Я. Н. Белевцеву [1], образовались в результате воздействия горячих метаморфических растворов на бедные железистые кварциты.

В среднепалеозойскую эпоху сформировались эндогенные железорудные месторождения в геосинклинальных областях с развитым начальным этапом геосинклинального процесса, связанные с периодом широкого внедрения из верхней мантии основной магмы, в результате чего возникли основные вулканические комплексы спилитового ряда и комагматичные с ними дифференцированные плутоны ультрабазитов, базитов и гранитоидов повышенной основности и частично щелочности. Эти плутоны и их магматические очаги явились источниками железа при формировании эндогенных титаномагнетитовых, скарново-магнетитовых и магнетит-гематитовых месторождений.

Позднепалеозойско-раннемезозойская эпоха отличается концентрацией гидротермальных магномагнетитовых месторождений в зонах пересечений глубинных разломов в периоды активизации траппового магматизма на Сибирской платформе.

В позднемезозойско-кайнозойскую эпоху образование морских и континентальных осадочных и вулканогенно-осадочных месторождений связано с предшествующими периодами широкого и интенсивного древнего выветривания. В позднем триасе, юре и раннем мелу на Сибирской плат-


60
80 20
40
60
80
100
120
140
160
180 80
20
40
60
140
I
II
III
IV
V
VI
VII
VIII
IX
X
XI
XII
XIII
XIV
XV
XVI
XVII
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10

форме и ее окраинах, включая Тургайскую впадину и Приаралье, а в палеогене и неогене в Крымско-Кавказской провинции сформировались мощные коры выветривания, которые явились источником железа месторождений. Дополнительным источником был привнос железа в процессе подводного вулканизма при образовании месторождений Керченско-Таманского и Западно-Сибирского бассейнов.

Особо следует отметить эпохи древнего выветривания, приведшие к образованию мощных залежей богатых мартитовых и мартит-дисперсно-гематитовых руд в коре выветривания железистых кварцитов, а также природнолегированных железных руд в коре выветривания ультрабазитов.

Древнее выветривание железистых кварцитов, широко проявленное в Кривом Роге и КМА, происходило в течение тех эпох, когда докембрийские рудоносные комплексы с железистыми кварцитами находились в континентальных условиях и были обнажены эрозией. Каждая эпоха выветривания заканчивалась морской трансгрессией, перекрывавшей докембрийские комплексы.

Природнолегированные (с хромом и никелем) гидрогетитовые охристые руды образовались в древних корах выветривания ультрабазитов Урала (Орско-Халиловские, Серовское и Елизаветинское месторождения) и Северного Кавказа (Малкинское месторождение). Во всех этих районах древняя кора выветривания триас-юрского и частично раннемелового возраста. Образовавшиеся в ней природнолегированные руды на ультрабазитах распространены ограниченно, что, вероятно, связано с интенсивной эрозией, уничтожившей большую часть латеритных месторождений.

На территории СССР выделяются следующие главные железорудные провинции (фиг. 2): Балтийского щита, Белорусского кристаллического массива, Воронежского кристаллического массива, Украинского кристаллического щита на территории Восточно-Европейской платформы; Алданская, Ангаро-Енисейская и Анабарская на Сибирской платформе; Уральская, Тургайская, Западно-Сибирская, Центрально-Казахстанская, Алтае-Саянская, Забайкальская, Крымско-Кавказская, Западно-Тяньшанская, Дальневосточная и Колымо-Омолонская в геосинклинальных зонах.

На Балтийском щите разрабатываются Оленегорское и Костомукшское раннепротерозойские месторождения магнетитовых кварцитов, вблизи которых разведан ряд более мелких по запасам месторождений, образующих кольцевые структуры. Среди протерозойских метаморфизованных пород залегают рудоносные габбро-диабазы, обогащенные титаномагнетитом и ильменитом. Примерами подобных месторождений являются Пудожгорское и Койкарское в Карельской АССР. В щелочно-ультраосновных интрузивах с карбонатитами на Кольском полуострове эксплуатируется апатит-магнетитовое Ковдорское месторождение, возникновение которого связано с тектоно-магматической активизацией Балтийского щита в среднепалеозойскую эпоху.

←

Фиг. 2. Железорудные провинции СССР

1 — границы Восточно-Европейской и Сибирской платформ; *2* — железорудные провинции: *I* — Балтийского щита, *II* — Белорусского массива, *III* — Украинского щита, *IV* — Воронежского массива, *V* — Ангаро-Енисейская, *VI* — Анабарская, *VII* — Алданская, *VIII* — Уральская, *IX* — Тургайская, *X* — Центрально-Казахстанская, *XI* — Западно-Сибирская, *XII* — Алтае-Саянская, *XIII* — Забайкальская, *XIV* — Крымско-Кавказская, *XV* — Западно-Тяньшанская, *XVI* — Дальневосточная, *XVII* — Колымо-Омолонская; *3—10* — месторождения: *3* — магнетитовые кварциты, *4* — магнетитовые руды, *5* — титаномагнетитовые, *6* — магнетит-гематитовые, *7* — гематитовые, *8* — бурожелезняково-сидеритовые, *9* — природно легированные, *10* — бурожелезняковые оолитовые;

месторождения (цифры на схеме): 1 — Оленегорское, 2 — Ковдорское, 3 — Костомукшское, 4 — Кривой Рог, 5 — Михайловское, 6 — Стойленское и Лебединское, 7 — Нижнеангарское, 8 — Тагарское, 9 — Нерюндинское, 10 — Рудногорское, 11 — Коршуновское, 12 — Таежное, 13 — Чаро-Токкинские, 14 — Качканарские, 15 — Высокогорское, 16 — Бакальские, 17 — Аккермановские, 18 — Качарское, 19 — Соколовское и Сарбайское, 20 — Лисаковское, 21 — Западно-Каражальское, 22 — Бакчарское, 23 — Таштагольское, 24 — Тейское, 25 — Керченские, 26 — Дашкесанское, 27 — Гаринское, 28 — Сутарское

На Белорусском кристаллическом массиве выявлены Околовское месторождение магнетитовых кварцитов и Новоселковское ильменит-магнетитовых руд.

К Воронежскому кристаллическому массиву приурочены месторождения железистых кварцитов КМА — Северо-Восточного, Центрального и Юго-Западного районов. Наиболее крупные эксплуатируемые месторождения железистых кварцитов КМА — Стойленское, Лебединское и Михайловское и подготовляемые к эксплуатации месторождения богатых железных руд — Яковлевское и Гостищевское [7].

На Украинском кристаллическом щите разрабатываются месторождения архейских магнетитовых кварцитов Мариупольского района и раннепротерозойских — Криворожского бассейна, Кременчугские и Белозерские, детально описанные в литературе [3, 5 и др.].

В Алданской провинции сформировались месторождения архейского возраста на севере Читинской области (Сулуматское и Нижнесакуканское Чарского района) и в Южной Якутии (Тарынахское, Гаркитское, Ималыкское Чаро-Токкинского района). Месторождения этих районов приурочены к меридиональной линейной структуре типа трогового прогиба на западной окраине Алданского щита [6]. Скарново-магнетитовые архейские месторождения Южной Якутии расположены по периферии Леглиерского и Дес-Хатыминского брахисинклинориев. С ними связаны месторождения Леглиерского (Таежное, Магнетитовое, Леглиерское, Тинское) и Дес-Сиваглинского (Десовское, Пионерское, Комсомольское, Сиваглинское) районов.

В Ангаро-Енисейской провинции к низам протерозойской нижнеангарской терригенной рудоносной свиты приурочены гематитовые месторождения Ангаро-Питского бассейна (Нижне-Ангарское, Удоронговское и Ишимбинское). В зонах герцинской активизации Сибирской платформы проявлены гидротермальные месторождения магномагнетитовых руд в Ангаро-Илимском (эксплуатирующиеся Коршуновское и Рудногорское месторождения), Средне-Ангарском (Кодинская группа — Тагарское, Огненское, Восток и Пихтовое; Берямбинской, Агалеевской и Манзинской групп), Ангаро-Катском (Нерюндинское, Капаевское, Молдаванское и Понамаревское), Ангаро-Чунском (Краснояровское, Октябрьское и Седановское) районах, а также на реках Курейка, Северная, Летняя, Анакит и Подкаменная Тунгуска [6,9].

В Анабарской провинции выявлен Маймеча-Котуйский район с крупными месторождениями апатит-магнетитовых руд в ультраосновных—щелочных породах и карбонатитах (Ессей, Ыраас, Маган) и месторождения титаномагнетитовых руд (Гулинское, Бор-Урях, Кугда). Однако труднодоступность района задерживает освоение этих месторождений.

Уральская провинция включает разнообразные промышленные типы железорудных месторождений. Наиболее древними являются небольшие по запасам месторождения магнетитовых кварцитов, приуроченные к тараташской свите рифея на Среднем Урале (Магнетитовое, Радостное и др.). К осадочно-метаморфическим породам бурзянской и юрматинской серий верхнего протерозоя приурочена Бакальская группа осадочных месторождений сидеритов и бурых железняков на Среднем Урале. С заключительной фазой каледонского тектогенеза связаны магматические титаномагнетитовые месторождения Качканарской группы на Северном Урале и скарново-магнетитовые месторождения Урала (Ивдельского, Богословского, Тагило-Кушвинского и Магнитогорского железорудных районов). В мезозое (юра — нижний мел) за счет выветривания ультраосновных пород Среднего и Южного Урала возникли природнолегированные железные руды (Серовское, Елизаветинское, Орско-Халиловские).

Тургайская провинция отличается наличием значительных скарново-магнетитовых месторождений (Сарбайского, Соколовского, Качарского) и других, более мелких, образование которых связано с герцинским тектогенезом в позднедевонско-раннепермское время. В позднемеловое время сформировался крупный Аятский бассейн морских осадочных сидерит-

лептохлорит-гидрогетитовых руд, в олигоцене — крупные Лисаковское, Кировское и Приаральские бурожелезняковые месторождения в гравийно-галечниковых и песчаных речных отложениях.

Западно-Сибирская провинция представлена железорудным бассейном оолитовых бурых железняков, сформировавшимся в мел-палеогеновых прибрежно-морских терригенных отложениях вдоль восточной окраины Западно-Сибирской плиты. Протяженность бассейна более 2000 км, ширина 260 км. Руды залегают в виде линз и пластов (мощностью до 35 м) в четырех горизонтах с глубиной кровли верхнего горизонта от дневной поверхности от 180 до 400 м и более. Доступное для открытой разработки Бакчарское месторождение этого бассейна расположено в 200 км к северо-западу от г. Томска. Освоению бассейна мешают напорные воды, повышенное содержание фосфора и низкое содержание железа в рудах.

В Центрально-Казахстанской провинции месторождения труднообогатимых гематитовых кварцитов позднепротерозойского возраста сосредоточены в Улутауском и Бетпакдалинском железорудных районах, скарново-магнетитовые месторождения представлены небольшими по запасам Атансорским и Кень-Тюбе-Тогайским месторождениями, магнетит-гематитовые вулканогенно-осадочные железные руды сосредоточены в Атасуйском районе, где эксплуатируется наиболее крупное Западно-Каражальское месторождение.

Алтае-Саянская провинция характеризуется наличием месторождений магнетитовых кварцитов, титаномагнетитовых, скарново-магнетитовых, магнетит-гематитовых, сидеритовых и бурожелезняковых руд. Месторождения магнетитовых кварцитов залегают в архейских (Байкальское и Орингольское месторождения), раннепротерозойских (Таежно-Ерминская группа) и позднепротерозойских (Тыйско-Абчадская группа, Сыдинское месторождение) породах. Все эти месторождения расположены в Северном Прибайкалье и Восточном Саяне. Титаномагнетитовые месторождения приурочены к габброидным массивам — Харловскому на Алтае, Мало-Тагульскому и Лысанскому в Восточном Саяне. Скарново-магнетитовые месторождения широко распространены во всех районах провинции: на Алтае (Белорецкое, Инское, Родионов Лог, Маркакуль), в Западном Саяне (Абаканское, Анзасское и др.), в Кузнецком Алатау (Ташелгинское, Ампалыкское и Тейской группы), в Восточном Саяне (Ирбинское, Бурлукское и Краснокаменской группы), в Горной Шории (Кондомской и Тельбесской групп). Наиболее крупным из них является эксплуатирующееся Таштагольское месторождение Кондомской группы. Выявленное в последние годы стратиформное строение и вулканогенно-осадочный генезис этого месторождения в несколько раз увеличили его перспективные запасы. Гематит-магнетитовые вулканогенно-осадочные руды выявлены и разведаны в Горном Алтае (Холзунский железорудный район).

В Забайкальской провинции сидеритовые месторождения представлены Озерным в Бурятской АССР и Березовским в Читинской области. Рудные залежи приурочены к осадочно-вулканогенным нижнекембрийским отложениям в Озерном и к верхнеюрским и нижнемеловым отложениям в Березовском месторождениях. Гематитовые и магнетит-гематитовые месторождения разведаны в Курбинском, Еравнинском и Кондинском районах, титаномагнетитовые — в Чинейском массиве Читинской области.

Крымско-Кавказская провинция представлена магнетитовыми месторождениями Дашкесанского района в Азербайджанской ССР, Разданским и Абовянским месторождениями в Армянской ССР и Керченским бурожелезняковым бассейном в Крымской области Украинской ССР.

Западно-Тяньшанская провинция включает сравнительно мелкие скарново-магнетитовые месторождения — Чокадам-Булак, Сусинген, Туранглы, Ирису, сидеритовое — Абаил и бедные гематитовые кварциты Джетымского железорудного бассейна.

Дальневосточная провинция представлена позднепротерозойскими месторождениями магнетит-гематитовых кварцитов Хинганского, Уссурий-

ского и Удского районов, небольшими по запасам скарново-магнетитовыми месторождениями Селемджинского и Ольгинского районов.

Колымо-Омолонская провинция характеризуется наличием архейских месторождений магнетитовых кварцитов и позднепротерозойских скарново-магнетитовых в Верхне-Омолонском, гематитовых осадочных месторождений в верхнепротерозойских отложениях Колымского и нижнепермских — Уляганского районов.

Расширение сырьевой базы черной металлургии в дальнейшем будет связано с освоением глубоких горизонтов действующих месторождений магнетитовых кварцитов, скарново-магнетитовых, титаномагнетитовых и вновь осваиваемых гематитовых руд Ангаро-Питского и бурожелезняковых руд Аятского и Западно-Сибирского бассейнов.

ЛИТЕРАТУРА

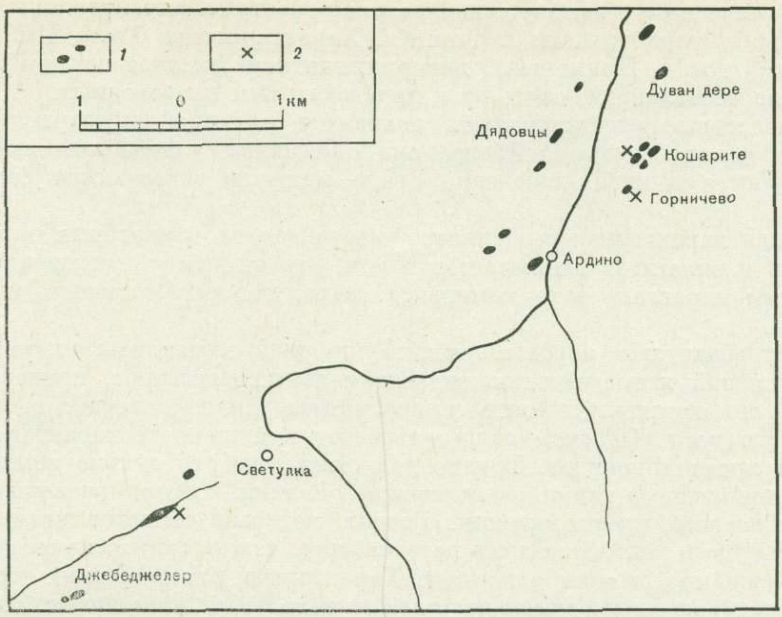
1. *Белевцев Я. Н.* Генезис богатых железных руд криворожского типа.— В кн.: Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых формаций мира. Киев: Наук. думка, 1972, с. 274—290.
2. *Белик Д. М.* Симметрия в строении криворожской железорудной свиты.— Докл. АН СССР, 1982, **267**, № 3, с. 686—690.
3. Геология криворожских железорудных месторождений. Киев: Изд-во АН УССР, 1962. Т. 1. 480 с.; Т. 2. 564 с.
4. *Григорьев В. М.* Формации железисто-кремнистых осадочных и вулканогенно-осадочных метаморфизованных месторождений.— В кн.: Принципы прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых. М.: Недра, 1977, с. 84—98.
5. Железисто-кремнистые формации Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1978. Т. 1. 327 с.; Т. 2. 367 с.
6. Железорудные месторождения Сибири. Новосибирск: Наука, 1981. 238 с.
7. Железорудные формации докембрия КМА и их перспективная оценка на железные руды. М.: Недра, 1982. 277 с.
8. *Маракушев А. А.* О генезисе хромитовых руд и вмещающих их гипербазитов.— Геология руд. месторождений, 1980, № 1, с. 3—23.
9. *Момджи Г. С., Архипенкова А. Я., Козлов В. Ф., Павлов А. А.* Платформенная магномагнетитовая формация: На примере Ангарской железорудной провинции. М.: Недра, 1976. 204 с.
10. *Никольский А. П., Каукин Б. В.* Железо.— В кн.: Геологическое строение СССР. М.: Недра, 1968, т. 4, с. 309—327.
11. *Попов В. Е., Старицкий Ю. Г.* Железо.— В кн.: Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые. Л.: Недра, 1978, с. 47—73.
12. *Смирнов В. И.* Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1982. 670 с.
13. *Соколов Г. А.* Закономерности размещения железорудных месторождений на территории СССР.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1967, т. 8, с. 79—94.
14. *Соколов Г. А., Григорьев В. М.* Месторождения железа.— В кн.: Рудные месторождения СССР. М.: Недра, 1978, т. 1, с. 10—111.

УДК 553.461.48.311(234.423.3)

М. ЖЕЛЯЗКОВА-ПАНАЙОТОВА, Кр. КОЛЧЕВА

МЕТАМОРФИЧЕСКОЕ ХРОМ-НИКЕЛЬ-МАГНЕТИТОВОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ

Своеобразное магнетитовое оруденение с хромом и никелем в ультрабазитах установлено в районе г. Ардино (Центральные Родопы). В геологическом строении района участвуют породы нижней части Центрально-Родопского метаморфического комплекса, которые имеют парасланцевый характер и отличаются разнообразием петрографического состава (гнейсы, амфиболиты, мраморы). Многочисленные мелкие тела ультрабазитов, эклогитов и ортоамфиболитов установлены в будинажных структурах среди пород кристаллического комплекса. Отдельные округлые блоки и группы небольших будинированных ультрабазитовых тел наиболее харак-



Фиг. 1. Схема распространения ультрабазитов и приуроченного к ним хром-никель-магнетитового оруденения в Ардинском районе

1 — ультрабазитовые тела; *2* — хром-никель-магнетитовое оруденение

терны для района Кошарите между сел. Светулка и Бял Извор, около с. Чубрика и др. (фиг. 1). Их размеры от 50—60×20—30 м до крошечных, порядка нескольких миллиметров в диаметре. По данным бурения, наиболее крупное из них у сел. Светулка — размером 300×60 м, мощностью до 60 м.

По петрографическому составу это перидотиты, главным образом гарцбургиты, с незначительным участием дунитов, еще меньшим — лерцолитов и экзотическим — пироксенитов. Это меланократовые породы, на мелкозернистом фоне которых выделяются крупные ортопироксеновые, реже тремолитовые метакристаллы, обычно расположенные незакономерно, местами сконцентрированные в виде полосок и гнезд. Очень характерная особенность большинства ультрабазитовых тел — низкая степень серпентинизации пород. Лишь локально, вдоль зон поздних тектонических нарушений, породы сильно серпентинизированы, а иногда и лиственитизированы.

Мелкие ультрабазитовые тела обычно сложены только одной разновидностью пород, в то время как крупные тела имеют более сложный петрографический состав. По-видимому, небольшие тела являются фрагментами ранее существовавших более крупных блоков.

Главные породообразующие минералы: оливин (Fo_{91}, Fa_9) — от 50 до 90% объема породы, ортопироксен ($En_{92,0}Fs_{7,5}Wo_{0,5}$; $2V_z=74°$) — 20—30% и тремолит ($c/z=18°$, $2V_x=72°$). Клинопироксен не установлен, а в небольшом ультрабазитовом теле в дунитах диагностирован гранат в виде крупных зерен, частично или полностью замещенный крупночешуйчатым хлоритом. Это первая находка в Родопах гранатсодержащих ультрабазитов. Хромшпинелиды наблюдаются в виде реликтовых, сильно резорбированных метаморфизованных зерен.

По периферии зерен породообразующих силикатов и вдоль трещин в них развит волокнистый серпентин. Содержание воды в породах в среднем около 3,5%, в сильно серпентинизированных разностях оно достигает 16%. Ультрабазитовые породы отличаются низким содержанием TiO_2 (0,02—0,10%) и щелочей ($Na_2O+K_2O<0,15\%$). Содержания Cr_2O_3, NiO

и CoO изменяются в широких пределах (ниже и выше кларков). По петрохимическому составу значительная часть анализированных проб относится к гарцбургитам и дунитам. Характеристика Гесса M/F варьирует от 7 до 14. Применение дискриминантного анализа совершенно однозначно позволяет относить их к перидотитовым производным.

Гранатовые ортоамфиболиты находятся в тесной пространственной связи с ультрабазитами. Иногда они окаймляют ультрабазитовые тела, наблюдаются в виде включений среди них или встречаются самостоятельно.

Общая характерная особенность ультрабазитов, гранатовых ортоамфиболитов и эклогитов заключается в том, что они вместе с вмещающими породами парасланцевого комплекса затронуты региональным метаморфизмом.

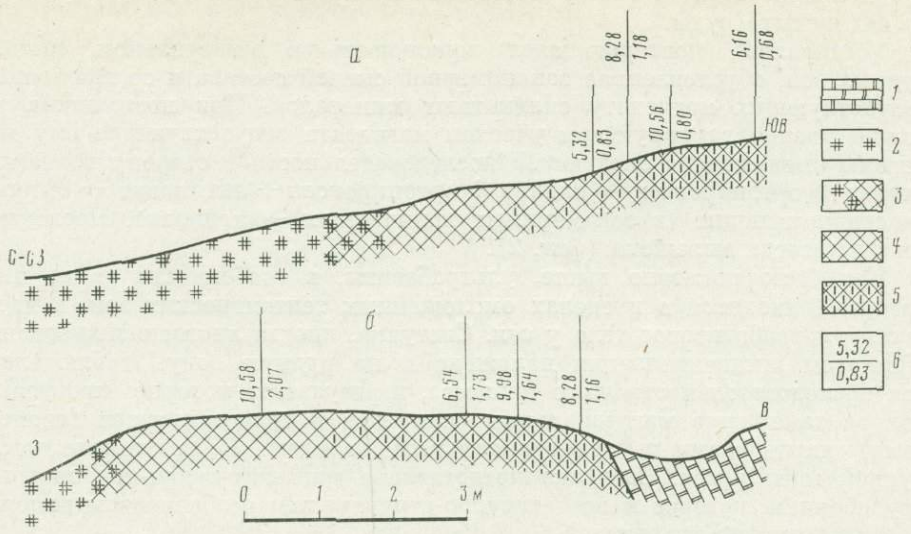
Ультрабазитовые породы, как известно, очень податливы к изменениям P—T условий и воздействию гидротермальных растворов, предполагается, что они испытали стадию серпентинизации еще в период выноса их в земную кору. Об этом свидетельствует нарушенный характер акцессорных хромшпинелидов. Трудно допустить, что эти сильно измененные хромшпинелиды, а также очень свежие оливины и ортопироксены одного магматического происхождения. Гранат, который является членом того же первичного магматического парагенезиса, также сильно изменен наряду с совершенно свежим оливином. Характерный для ардинских ультрабазитовых пород высокотемпературный минеральный парагенезис оливин—энстатит—тремолит, наиболее вероятно, является продуктом десерпентинизации ультрабазитов в условиях регионального метаморфизма амфиболитовой фации. Это подтверждается результатами экспериментальных исследований и расчетов устойчивых минеральных ассоциаций в ходе реакций системы $CaO—MgO—SiO_2—H_2O$. Они свидетельствуют о том, что ассоциация форстерит—энстатит—тремолит устойчива в условиях $T=700—750°$ С и $P>2$ кбар, а ассоциация оливин—тремолит может образоваться уже при $T\sim400°$ С.

Присутствие дистена и силлиманита в метапелитах, диопсида и форстерита в мраморах, так же как и парагенезис амфибол—гранат—плагиоклаз в ортоамфиболитах и эклогитах, свидетельствует об одинаковой степени метаморфизма как вмещающих, так и сопровождающих ультрабазиты пород. Следовательно, можно сделать вывод о том, что тела ультрабазитов, ортоамфиболитов и эклогитов попали в парасланцевый комплекс до их метаморфизма.

Сложная геологическая история, во время которой породы подвергались многократным полиметаморфным преобразованиям, естественно, затрудняет расшифровку их первичной природы, определяет некоторую гипотетичность высказанных соображений. Присутствие в ультрабазитах граната дает основание полагать, что первоначальное формирование перидотитов происходило на больших глубинах и при высоких давлениях в условиях верхней мантии.

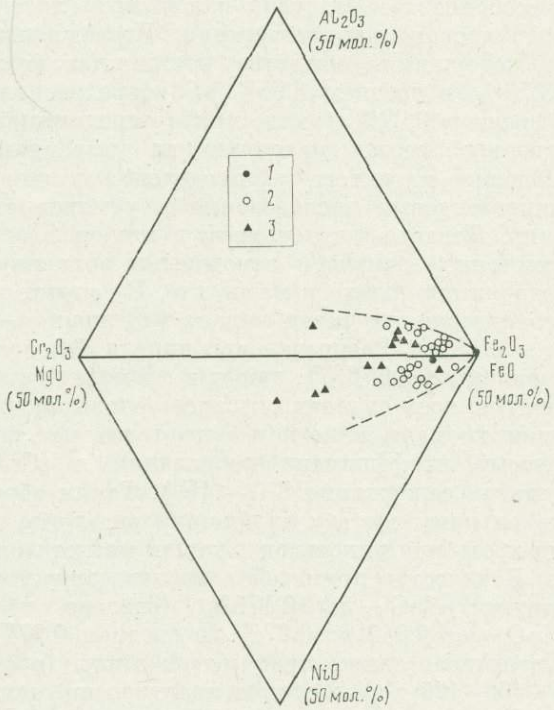
Специфичность магнетитового оруденения заключается в двух главных его особенностях — нахождении среди ультрабазитовых пород и характере основного (и единственного) рудного минерала — магнетита, содержащего хром и никель. Существует некоторое сходство этого оруденения с переотложенными латеритами, которые широко распространены на Балканском полуострове, с метаморфизованными корами выветривания, в частности карстового типа, с измененным хромитовым оруденением или с гидротермальными образованиями хромсодержащих магнетитов и ферроферрихромшпинелидов.

Хром-никель-магнетитовое оруденение установлено в трех пунктах в районе г. Ардино (см. фиг. 1) и приурочено к внешним зонам ультрабазитовых тел, вблизи их контакта с мраморами. Это зоны неравномерного полосчатого оруденения, которые прослежены по простиранию на 30—40 м при ширине 10—15 м. Бурением прослежены контакты ультрабазитовых тел. В районе сел. Светулка под рудной зоной, выходящей на



Фиг. 2. Схематические разрезы через рудные зоны (*а* — участок Светулка, *б* — участок Кошарите)

1 — мраморы;
2 — ультрабазиты;
3 — *5* — рудная зона, парагенезисы:
3 — оливин-ортопироксеновый,
4 — ортопироксен-оливиновый,
5 — актинолит-ортопироксеновый;
6 — содержания Cr_2O_3 (в числителе) и *NiO* (в знаменателе) (в вес.%)



Фиг. 3. Вариационная диаграмма составов магнетитов из ультрабазитов Ардинского района

1 — магнетит;
2 — Cr-Ni-содержащий магнетит;
3 — Cr-Ni-содержащий магнетит из окисленных руд (состав пересчитан после вычета γ-Fe_2O_3)

поверхность, в интервале 12—15 м оруденение не обнаружено. На втором участке, где рудная зона окаймляет с двух сторон ультрабазитовое тело, пересечен рудный интервал мощностью 10,4 м. Характеризуемое оруденение не крупного масштаба, однако присутствие рудных индикаций совершенно аналогичного характера и на третьем участке, а также наличие множества магнитных аномалий в районе с неуточненными возбудителями не исключает возможности нахождения еще и других подобных рудных проявлений. Вопрос об их промышленной оценке — дело будущего.

В рудных зонах наблюдается чередование богатых (массивных) руд с более бедными или безрудными участками. Оруденение имеет полосчатый, часто неяснополосчатый, иногда сложно гофрированный характер. По содержанию рудного минерала в рудных полосах выделены грубо-

и тонкополосчатые, а также массивные и вкрапленные (мелкозернистые до пятнистых) руды.

Установлена повторяющаяся зональность в минеральном составе рудных зон, обусловленная закономерной сменой состава и соотношением сопутствующих магнетиту силикатных минералов. При постоянном, но количественно варьирующем участии магнетита сопутствующие ему минералы сменяются в следующей последовательности в сторону контакта: оливин + ортопироксен → оливин + ортопироксен + актинолит → ортопироксен+актинолит (в соизмеримых количествах) →актинолит. Последняя зона не всегда выражена (фиг. 2).

Как было показано выше, ультрабазиты, в особенности те из них, которые находятся в пределах омоложенных тектонических зон, в частности ультрабазитовое тело у сел. Светулка, иногда лиственитизированы. При этом лиственитизация наложена и на рудную зону. Наблюдалась вся последовательность этого процесса, в результате которого произошло полное замещение магнезиальных силикатов и гидросиликатов (серпентина) карбонатами и халцедоновидным кварцем. В результате часть рудной зоны у сел. Светулка представлена магнетит-кварц-карбонатным оруденением, которое и по текстурно-структурным особенностям напоминает железистые кварциты.

Магнетит — единственный рудный минерал. Он в различной степени, в особенности в случаях наложенной лиственитизации, изменен — маггемитизирован, мартитизирован. Исследование его состава показало, что он содержит в качестве постоянных компонентов Cr_2O_3 — от 4,70 до 13,70%, в среднем 6,95% (62 определения) и NiO — от 0,37 до 3,50%, в среднем 0,92% (то же число определений). На фиг. 3 показан количественный состав магнетита на удвоенном треугольнике Озанна. Для проверки характера распределения в нем хрома и никеля проведены микрозондовые исследования в четырех специализированных лабораториях. Доказано, что и хром и никель в зернах магнетита распределены гомогенно, однако с некоторыми вариациями от зерна к зерну. Хром содержится только в магнетите. В сопутствующих силикатных минералах его содержание резко падает (в оливине — 0,06%, в тремолит-актинолите — 0,12%). Распределение никеля более сложное. Он присутствует как в оливинах (1,76%), так и в тремолит-актинолите (0,82%). Содержание серы во всех случаях оказалось очень низким (<0,3%). Между содержанием хрома и никеля в магнетитах нет корреляционной связи — вычисленный коэффициент корреляции r $(Cr_2O_3/NiO) = -0{,}19$ ($n = 38$, при условии содержания $SiO_2 < 4\%$). Таким образом, по основному шестикомпонентному составу ардинские магнетиты отличаются от сходных с ними хром- или никельсодержащих магнетитов.

В качестве примесей в исследованных магнетитах постоянно присутствуют: CoO — до 0,175% (среднее из 62 определений — 0,068%), MnO — от 0,045 до 0,67% (в среднем 0,27%) и TiO_2 (в среднем 0,38%). Характерно также присутствие цинка (в среднем около 400 г/т) и меди (~100—120 г/т), а свинец практически отсутствует.

Кристаллохимические формулы вычислены после вычета силикатных примесей и приведения $R_2O_3/RO = 1$:

$(Fe_{0,70}Mg_{0,24}Ni_{0,06})(Fe_{1,78}Cr_{0,16}Al_{0,06})O_{4,00}$;

$(Fe_{0,81}Mg_{0,14}Ni_{0,05})(Fe_{1,75}Cr_{0,19}Al_{0,06})O_{4,00}$;

$(Fe_{0,80}Mg_{0,13}Ni_{0,07})(Fe_{1,75}Cr_{0,19}Al_{0,06})O_{4,00}$;

$(Fe_{0,77}Mg_{0,19}Ni_{0,04})(Fe_{1,75}Cr_{0,20}Al_{0,05})O_{4,00}$;

$(Fe_{0,82}Mg_{0,11}Ni_{0,07})(Fe_{1,75}Cr_{0,21}Al_{0,04})O_{4,00}$;

$(Fe_{0,79}Mg_{0,17}Ni_{0,04})(Fe_{1,73}Cr_{0,21}Al_{0,06})O_{4,00}$;

$(Fe_{0,80}Mg_{0,16}Ni_{0,04})(Fe_{1,58}Cr_{0,27}Al_{0,15})O_{4,00}$;

$(Fe_{0,74}Mg_{0,20}Ni_{0,06})(Fe_{1,66}Cr_{0,27}Al_{0,07})O_{4,00}$;

$(Fe_{0,81}Mg_{0,16}Ni_{0,03})\,(Fe_{1,54}Cr_{0,31}Al_{0,15})\,O_{4,00}$;

$(Fe_{0,81}Mg_{0,16}Ni_{0,03})\,(Fe_{1,42}Cr_{0,41}Al_{0,17})\,O_{4,00}$.

Неизмененные магнетиты нестехиометричны, с излишками окислов двухвалентных элементов. В маггемитизированных магнетитах $R_2O_3 \gg RO$. По разнице содержания окислов трехвалентных элементов вычислено участие маггемита. Остаток, пересчитанный на магнетит, дает приближенное представление о его составе:

$70\%\,Mt = (Mg_{0,52}Fe_{0,36}Ni_{0,12})\,(Fe_{1,55}Cr_{0,33}Al_{0,12})\,O_{4,00} + 30\%\,\gamma\text{-}Fe_2O_3$;

$38{,}7\%\,Mt = (Fe_{0,53}Mg_{0,37}Ni_{0,10})\,(Fe_{1,12}Cr_{0,72}Al_{0,16})\,O_{4,00} + 61{,}3\%\,\gamma\text{-}Fe_2O_3$;

$79{,}2\%\,Mt = (Fe_{0,87}Mg_{0,10}Ni_{0,03})\,(Fe_{1,54}Cr_{0,37}Al_{0,09})\,O_{4,00} + 20{,}8\%\,\gamma\text{-}Fe_2O_3$;

$84{,}6\%\,Mt = (Fe_{0,73}Mg_{0,25}Ni_{0,02})\,(Fe_{1,63}Cr_{0,31}Al_{0,06})\,O_{4,00} + 15{,}4\%\,\gamma\text{-}Fe_2O_3$;

$76{,}8\%\,Mt = (Fe_{0,74}Mg_{0,24}Ni_{0,02})\,(Fe_{1,53}Cr_{0,38}Al_{0,09})\,O_{4,00} + 23{,}2\%\,\gamma\text{-}Fe_2O_3$;

$65{,}9\%\,Mt = (Fe_{0,55}Mg_{0,36}Ni_{0,09})\,(Fe_{1,49}Cr_{0,44}Al_{0,07})\,O_{4,00} + 34{,}1\%\,\gamma\text{-}Fe_2O_3$.

В отраженном свете изучены структуры и соотношения магнетита с ассоциирующими минералами. Магнетит неравномернозернистый, нередко катаклазированный (в случаях полосчатой текстуры трещины расположены поперек полосок) или пойкилитово-вкрапленный.

Неравномернозернистый магнетит представлен зернами различной величины — от десятых долей микрометра до 1—2 мм, с преобладанием зерен порядка 0,5 мм. Они неправильной формы, иногда ксеноморфны по отношению к силикатным минералам, в других случаях с тенденцией к идиоморфизму. Изредка в них включены очень мелкие (до 50 мкм) неправильные зерна сульфидов (в основном пирротин, иногда пентландит).

Пойкилитовый тип магнетита представлен мелкими округлыми зернами (10—100 мкм) в виде включений в породообразующих минералах. Он сопровождает иногда в подчиненном количестве неравномернозернистый магнетит в рудах полосчатого сложения. Пойкилитовый магнетит не содержит включений сульфидов.

В ряде случаев (в массивных рудах) магнетит наблюдается в виде мушкетовита с длиной чешуек более 1 мм.

Маггемитизация характерна для лиственитизированных руд. В одних случаях маггемитизация резкая, в других — наблюдаются постепенные переходы. Маггемит развивается по периферии зерен, вдоль трещин, редко по октаэдрической отдельности магнетита. Часто он обволакивает полностью зерна и агрегаты как неравномернозернистого, так и пойкилитового магнетита. Наблюдаемое соотношение магнетит—маггемит—мартит позволяет считать, что маггемит как неустойчивая (нестабильная) форма Fe_2O_3 является промежуточной фазой в изменении магнетита. Нередко мартитизация магнетита происходит наряду с прямым замещением магнетита мартитом. Спекулярит был установлен в виде очень мелких (5—10 мкм) чешуй, эпитаксически нарастающих на мартитизированные зерна магнетита, а также в лиственитизированных рудах в кварц-халцедоновой массе. В редких случаях установлены структуры распада магнетит—ильменит.

В табл. 1 показаны некоторые физические свойства чистого магнетита, хром-никелевого магнетита и смесей магнетит-маггемита.

При ДТА хромникелевого магнетита получены сходные кривые с двумя экзотермическими эффектами — при 320° С и второй, более расплывчатый при 640—680° С, обусловленные окислением FeO. Инфракрасные спектры изученных магнетитов соответствуют известным характеристикам для магнетитов. Маггемит ясно отличается от них.

В редких случаях магнетит не сопровождается никелем и хромом. В отраженном свете он не отличается от хром-никелевого магнетита, затронут теми же процессами изменения.

Таблица 1. Физические свойства магнетитов Ардинского района

Свойство	Чистые магнетиты	Cr-Ni-магнетиты	Смеси Cr-Ni-магнетитов с маггемитом
Отражение (R, %, $\lambda = 480$)	18,6—19,8 (5)*	19,1—21,8 (12)	19—20,2 (3)
Показатель преломления (n, $\lambda = 579$)	2,38—2,38 (5)	2,38—2,48 (7)	Не опр.
Микротвердость (H, кГс/мм^2, $p = 100$ Г)	520—600 (6)	600—800 (12)	500—680 (3)
Точка Кюри (0°)			
нагревание	560—575 (5)	490—510 (7)	Не опр.
охлаждение	562—582 (5)	495—511 (7)	» »
Параметр элементарной ячейки (a_0, Å)	8,39—8,40 (6)	8,37—8,38 (11)	8,34—8,37 (3)
Удельный вес (d, г/см^3)**	4,95—5,10 (6)	4,50—5,42 (28)	4,50—5,0 (3)
Магнитная восприимчивость ($\varkappa \cdot 10^{-6}$ CGSM)	225 000—730 000 ***	3 000 000—950 000 ***	200 000—920 000 ***

* Число определений. ** Данные относятся к пробам с содержанием $SiO_2 < 3{,}00\%$.
*** Определения приведены для диагностированных рудных образцов.

В магнетитовых рудах как среди силикатных минералов, так и в зернах хром-никелевого магнетита установлен ряд сульфидных минералов, количество которых всегда очень невелико. Относительно более распространенные — пирротин и пентландит, более редкие — хизлевудит и милерит. По пентландиту образуются бравоит и виоларит. Сравнительно редки пирит, включенный в нем марказит и халькопирит.

Особенности описываемого типа оруденения можно объяснить специфическим ходом рудообразования. Сложная геологическая обстановка в этой части Родопских гор, где в различное время формировалось железооруденение нескольких генетических типов, свидетельствует о длительной истории становления, что позволяет допускать в историческом плане явления мобилизации и регенерации на отдельных этапах развития. Кроме магнетитового оруденения, в Ардинском районе известны метаморфизованные первично-осадочные железо-карбонатные отложения, сульфидное оруденение в амфиболитах, вероятно, обусловленное метаморфизмом рудного габбро, магнетитовые скарны и, наконец, сравнительно молодые промышленные полиметаллические месторождения, первая стадия минерализации которых представлена магнетитом и пирротином.

Сопоставление всей геологической информации, в особенности характера, положения и метаморфизма ультрабазитов, вмещающих хром-никель-магнетитовое оруденение, со всеми данными, характеризующими условия залегания, внутреннее строение, текстурно-структурные особенности, минеральный состав, в том числе влияние разного типа процессов изменения, дают основания высказать следующие соображения о сущности и последовательности процессов, приведших к формированию столь необычного типа оруденения. В его формировании определенную роль сыграли магматические, метаморфические (динамотермальные) и гидротермальные, а также экзогенные процессы.

Этапы, их последовательность и характер процессов, способствовавших формированию оруденения, приведены в табл. 2.

В магматический этап формировались ультрабазитовые породы преобладающего гарцбургитового состава, содержащие, вероятно, в кларковых количествах Cr_2O_3 и NiO, возможно, и с хромитовым оруденением.

В течение раннего гидротермального (автометаморфического) этапа происходила серпентинизация, возможно, частичная, с перераспределением железа, хрома и никеля, выделившимися в форме диспергированной «рудной пыли», состоящей главным образом из магнетита. При этом

Таблица 2. Последовательность минералообразования в оруденелых ультрабазитах

Этап		Процесс	Эволюция минерального состава оруденелых ультрабазитов			Вмещающие породы
			внутренняя зона	внешняя зона		
Дорудный	Магматический	Раннемагматический	Оливин + ортопироксен + хромшпинелиды ± ± хромиты	Оливин + ортопироксен + хромшпинелиды ± хромиты		?
	Гидротермальный	Серпентинизация	Серпентин + магнетит I + реликты оливина, ортопироксена и хромшпинелидов	Серпентин + магнетит I ± реликты оливина, ортопироксена и хромшпинелидов		Известняки
Рудный	Метаморфический (амфиболитовая фация)	Десерпентинизация	Оливин II + ортопироксен II + тремолит + + Cr-Ni-магнетит I	Оливин II + ортопироксен II + Cr-Ni-магнетит I		Мраморы
		Метасоматоз		Оливин II + ортопироксен II + Cr-Ni-магнетит II + + актинолит	Ортопироксен II (реликты) + актинолит + + полосы Cr-Ni-магнетита II	Диопсидовые скарны, гранат-магнетитовые скарны
Пострудный	Гидротермальный (локально проявлен вдоль тектонических зон)	Серпентинизация	Серпентин II + тальк + хлориты + Cr-Ni-магнетиты I или II			Брекчированные
		Лиственитизация	Серпентин II (реликты) ± тальк, хлориты + кварц + + карбонаты + Cr-Ni-магнетит I или II			Ожелезненные мраморы
	Экзогенный	Латеритизация	Магнетит, мартит, железные гидроокислы, монтмориллонит, алюминиевый сапонит и др.			Выветрелые мраморы

Примечание. Подчеркнуты главные минералы.

некоторые изменения претерпели и акцессорные хромшпинелиды. Эти два этапа являются дорудными.

В метаморфический этап ультрабазитовые тела, встречающиеся уже в виде разорванных блоков среди пород осадочного комплекса, вместе с ними претерпели метаморфические преобразования в амфиболитовую фацию, т. е. десерпентинизацию, с образованием нового высокотемпературного парагенезиса, устойчивого в этих условиях. Вероятно, в этой обстановке под воздействием и с участием активных гидротермальных метаморфических растворов (содержащих гидроксильные минералы) было мобилизовано рассеянное рудное вещество в виде «рудной пыли», акцессорных хромшпинелидов и др., а также не исключено полное уничтожение небольших хромитовых тел. Исследования авторов дают основания допустить большую подвижность хрома и никеля в подобных условиях. С одной стороны, об этом свидетельствуют широкие вариации их содержаний в ультрабазитах, претерпевших динамотермальный метаморфизм (эта особенность установлена и в других районах), а с другой — доказано, что новообразованные породообразующие минералы — оливин и ортопироксен — высокомагнезиальные. Переотложение железа, никеля и хрома в форме хром-никельсодержащего магнетита фиксируется специфическими пойкилитовыми структурами, обусловленными включением каплевидных рудных зерен в силикатных минералах, и одновременно с этим формируются рудные полосы. В более поздние стадии этого метаморфизма был приведен в подвижное состояние и кальций, в результате чего в непосредственных контактах рудной зоны с мраморами формировались типичные скарны: в мраморах это диопсид-эпидотовые новообразования, в рудной зоне — игольчатый тремолит-актинолит, замещающий ортопироксен. Рудное вещество обособилось в виде укрупненных линзовидных гнезд и полос. Таким образом, метаморфический этап является рудным этапом.

Гидротермальный этап (поздний) проявлен локально вдоль тектонических нарушений, он маркирован проявлением серпентинизации. В более позднюю гидротермальную стадию под действием углекислых растворов, богатых кремнеземом, вновь в пределах тектонических нарушений серпентинизированные ультрабазиты были лиственитизированы. Процессы лиственитизации затронули и рудные зоны. В результате замещения кальциево-магнезиально-силикатных минералов кварцем и карбонатами (*в различных соотношениях*) *с унаследованием хром-никелевого магнетита* местами «образовались» руды, чрезвычайно сходные с железистыми кварцитами (джеспилитами).

Этап поверхностного выветривания проявлен неравномерно и наиболее интенсивно также в тектонически подвижных участках и контактах. Его *влияние распространилось и на рудные зоны. Этим объясняется нахождение* высоких содержаний никеля в продуктах выветривания, например в лиственитизированных участках ультрабазитового тела (у сел. Светулка), где в самом массиве отсутствуют даже реликты кор выветривания.

Приведенные данные обосновывают вывод о метаморфической природе хром-никель-магнетитового оруденения в районе г. Ардино. Как известно, метаморфические железные руды распространены довольно значительно, однако нет сведений о накоплении хрома и никеля в подобных условиях. Описанный пример свидетельствует о возможной концентрации *хрома и никеля и при метаморфизме.*

УДК 553.32(234.373.1)

Д. ГРАССЕЛИ, М. ПОЛГАРИ-СЕНТАНДРАШИ

МАРГАНЦЕВЫЕ КОНКРЕЦИИ РАЙОНА ГОР БАКОНИ, ВЕНГРИЯ

В течение последних лет проводятся интенсивные работы по изучению минерального и химического состава, содержания рассеянных элементов и механизма формирования железо-марганцевых конкреций, стяжений и корок в современных бассейнах. Этим вопросам посвящена большая литература. Однако в этих исследованиях сравнительно мало внимания уделялось ископаемым конкрециям, несмотря на то что геологи отмечали древние эквиваленты океанских конкреций, начиная со второй половины прошлого столетия и в первые десятилетия XX в. Современное состояние знаний об ископаемых конкрециях приведено в обзорной работе Х. Дженкинса [10].

Согласно Х. Дженкинсу, ископаемые железо-марганцевые конкреции формировались в трех главных морских обстановках: а) глубокого моря; б) подводных гор континентальных окраин; в) литорали. В упоминавшейся выше работе приводятся также обобщенные характеристики юрских конкреций из подводных гор континентальной окраины, которые широко распространены в Альпах, Сицилии, районе Карпато-Балканской горной цепи и других частей Средиземноморского Тетиса. Марганцевые залежи района гор Бакони могут быть отнесены к марганценосной формации, развитой в юрских отложениях Альп. Это дает основание считать, что геохимическое изучение конкреций, найденных в рассматриваемых (юрских) осадках гор Бакони, предоставляет широкие возможности для сравнения ископаемых конкреций Венгрии с подобными образованиями из юрских отложений Альп и различных регионов Средиземноморья. Кроме того, рекогносцировочное геохимическое исследование ископаемых марганцевых конкреций и сравнение полученных данных с результатами широкого изучения геохимии и механизма формирования железо-марганцевых конкреций современных бассейнов позволит пролить свет на образование ископаемых конкреций Венгрии, а также будет способствовать решению некоторых вопросов происхождения накоплений марганца в Уркутском бассейне.

Эта работа является первой публикацией геохимических данных об ископаемых марганцевых конкрециях в юрских известняках гор Бакони и конкреций, встречающихся в окисленных слоях Уркутского месторождения. Особое внимание в статье обращено на различия в химическом составе и на ассоциации рассеянных элементов первичных и вторичных конкреций.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ И СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ КОНКРЕЦИЙ

Ископаемые конкреции. Первая группа изучаемых конкреций, которые рассматриваются как ископаемые, встречается в известняках типа Хирлатц и Дахштейн в окрестностях населенных пунктов Харскут и Дьенешпуста между Уркутом и Эплени.

Скопления конкреций в известняке имеют диаметр от 0,5 до 7 см, иногда отмечаются негативные отпечатки конкреций во вмещающей породе. Этим конкрециям свойственно концентрическое строение, обычно более твердое ядро окружено весьма ломкой, раскрашивающейся наружной частью землистого вида. По две из изученных конкреций были собраны А. Галашем соответственно из зоны Бифрон нижнетоарского яруса, где стяжения лежат на неровной поверхности известняка дахштейнского

типа, и из зоны Паркинсония — известняк типа Хирлатц верхнебайосского яруса.

Геохимическое изучение этих ископаемых железо-марганцевых конкреций интересно потому, что позволяет сравнивать юрские ископаемые конкреции Венгрии и других районов Средиземноморья. Это важно, если принять во внимание существенные различия режимов седиментации в районах гор Бакони, Задунайского Среднегорья и гор. Мечек. Различия в условиях осадкообразования могут быть объяснены с позиций плитной тектоники как смещения микроплит, происходившие в то время, когда южная окраинная часть Тетиса была передвинута к северо-востоку (Задунайское Среднегорье), а северная краевая часть перемещена к юго-западу (горы Мечек). Такие дислокации привели к инверсии этих участков, и осадки, изначально формировавшиеся на большом отдалении, оказались в непосредственной близости [6, 7, 14].

Некоторые исследователи юрских отложений Венгрии [4, 5] убеждены в том, что осадки этого возраста накапливались в океанской области. Данные по этим вопросам сведены в работе Д. Грассели и др. [13] о происхождении Уркутского марганцевого месторождения.

Вторичные конкреции. Вторая группа марганцевых конкреций встречается в окисленных марганцевых слоях, сформировавшихся в результате окисления изначально карбонатных марганцевых руд месторождения Уркут. В геологической истории формирования марганценосных отложений значительная роль принадлежит позднекиммерийским движениям, с которыми связано окисление верхнелейасовых карбонатных слоев [2, 13]. Геология марганцевого месторождения Уркут изучена хорошо. Авторы, исследовавшие месторождения Уркут и Эплени, подчеркивали, что конкреционные руды и марганцевые окисные конкреции встречаются в различных участках этих месторождений. Несмотря на то что первое упоминание об этом факте приводится в работе М. Сабо-Друбина [12], детальных геохимических исследований этих конкреций до настоящего времени не проводилось.

Изучавшиеся конкреции были отобраны З. Сабо из различных участков месторождения Уркут (штреки II, III, участки Лейтакна, Ниирес). Согласно предыдущим исследованиям [1, 2, 8], диаметр конкреций изменяется в широких пределах — от 2—4 см до 1—2 м, наиболее распространен их размер 20—40 см. Они широко распространены в окисных рудах, образовавшихся при окислении буровато-черной карбонатной марганцевой руды, либо встречаются в переходной части между зонами карбонатных руд и окисления.

В месторождении Эплени окисные марганцевые конкреции диаметром от нескольких сантиметров до 2,0 м рассматриваются как первичные стяжения, находящиеся в желтой, бурой, черной глине и темно-сером радиоляриевом глинистом мергеле.

Форма конкреций весьма разнообразна: сфероидальная, эллипсоидальная, концентрически-слоистая, глобулярная, встречаются также неправильные сростки конкреций. Поверхность конкреций преимущественно гладкая, нередко покрытая глинисто-лимонитовой коркой различной толщины. Некоторые конкреции характеризуются массивным сложением без каких-либо текстурных особенностей; отмечаются также разновидности с сохранившейся слоистостью изначального марганцевого карбоната; в некоторых случаях в них наблюдается концентрическая глобулярная текстура со следами слоистости.

ХИМИЧЕСКИЙ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ

Ископаемые юрские конкреции. Результаты определения ряда главных компонентов и некоторых рассеянных элементов в юрских ископаемых конкрециях приведены в табл. 1.

Строение ископаемых конкреций из окрестностей Харскута весьма близко к тому, которое показано на фиг. 1. В пределах концентрических

Таблица 1. Химический состав и содержание ряда тяжелых металлов в юрских ископаемых конкрециях

Компоненты	НК	HGy+	HGy 1	HGy 2	HGy 3	HGy 4
SiO_2	6,78	4,59	6,16	7,81	3,71	1,31
Al_2O_3	2,92	1,39	1,82	1,88	0,98	2,20
Fe_2O_3	5,52	2,98	3,89	5,81	0,75	12,28
MnO	4,26	8,67	5,60	8,93	0,92	3,25
CaO	43,00	42,35	42,05	37,09	51,00	39,27
P_2O_5	0,10	0,07	0,07	0,04	0,11	0,04
H_2O^-	0,43	0,26	0,47	1,03	0,16	1,60
Mn	2,60	5,29	3,41	5,45	0,56	1,98
Fe	2,87	1,55	2,02	3,02	0,39	6,38
Mn/Fe	0,9	3,41	1,69	1,80	1,44	0,31
Ni	1460	490	910	770	210	1230
Co	1330	800	1090	790	310	1540
Pb	390	490	410	540	230	670
Zn	180	160	135	170	70	190
Cu	280	140	200	330	65	290

Примечание. Главные компоненты (SiO_2—Fe) — в вес.%; рассеянные элементы — в г/т. Образцы НК и HGy+ заимствованы из коллекции А. Галаша. Аналитики Й. Лефлер и Д. Михали-Хангиас.

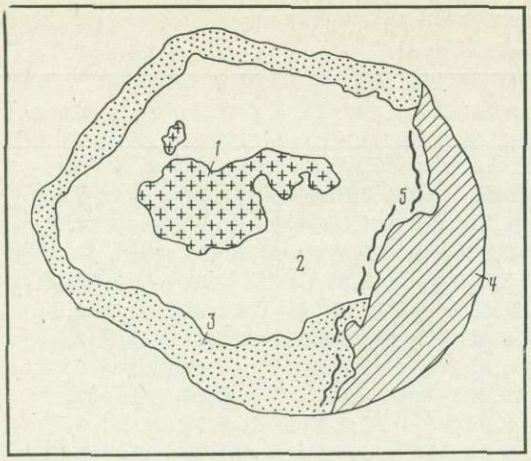
слоев конкреций выделяются следующие зоны: 1 — ядро неправильной формы, твердое, темно-серо-черного цвета; 2 — внутренняя часть, обрамляющая ядро, представлена светло-серо-буроватым веществом, несколько более мягким, чем ядро, но тверже, чем материал из зон 3 и 4; 3 — зона сложена темно-буро-черным, плохо полирующимся материалом; 4 — зона состоит из зеленоватого, бурого вещества, асимметрично развитого по периферии конкреции; 5 — колломорфная переходная зона между зонами 2 и 4.

При помощи микроанализатора установлено, что ядро обогащено марганцем и калием; отмечается сравнительно низкое содержание железа и бария. Предварительные рентгенографические данные позволяют считать, что ядро сложено криптомеланом и, возможно, псиломеланом. Другие элементы микроанализатором не обнаружены.

В ядрах конкреций довольно часто встречаются остатки микрофауны, сложенные кальцитом, (фиг. 2, *а—д*). Зона 2, обрамляющая ядро, отличается высоким содержанием кальция и низким — железа. Из сопоставления этих результатов с данными рентгенографического изучения следует, что зона сложена кальцитовым микритом. Эта особенность обусловливает высокое содержание кальция, установленное по результатам валового химического анализа. Кроме того, в этом микрите присутствуют относительно небольшие пятнистые выделения глинисто-кремнистого вещества, обогащенные калием. В краевой зоне 3, помимо кальцита, наблюдается увеличение количеств глинистой фазы.

По рентгеноструктурным данным, зона 4 сложена кальцитом, гетитом, кварцем, глинистыми минералами группы монтмориллонита и 10 Å слоистыми силикатами. Содержание Mn, Co и Ni в основной массе низкое, незначительно превышающее чувствительность метода.

Существенное обогащение Fe, Mn, Co и Ni наблюдается у границ зон 2 и 4 и в колломорфной переходной зоне 5 (см. фиг. 1). Микроанализатором в этих частях не установлено присутствие других элементов. Отмечается меняющаяся величина отношения Co/Ni при несколько более высоких содержаниях Co по сравнению с Ni. В этой фазе не обнаружено наличие калия, который в других случаях ассоциирует с Mn. Предпола-



Фиг. 1. Схематическое изображение среза юрской железо-марганцевой конкреции из красного известняка типа Хирлатц из Харскута

Зоны: *1* — ядро, *2* — внутренняя часть вокруг ядра, *3* — краевая часть, *4* — зона, сложенная землистым веществом, *5* — переходная зона (пояснения в тексте)

гается, что зона 2 имеет вторичное происхождение, в связи с мобилизацией Mn, Co, Ni из зоны 4 и накоплением относительно высоких количеств *этих металлов на контакте с обогащенной кальцитом зоной* 2.

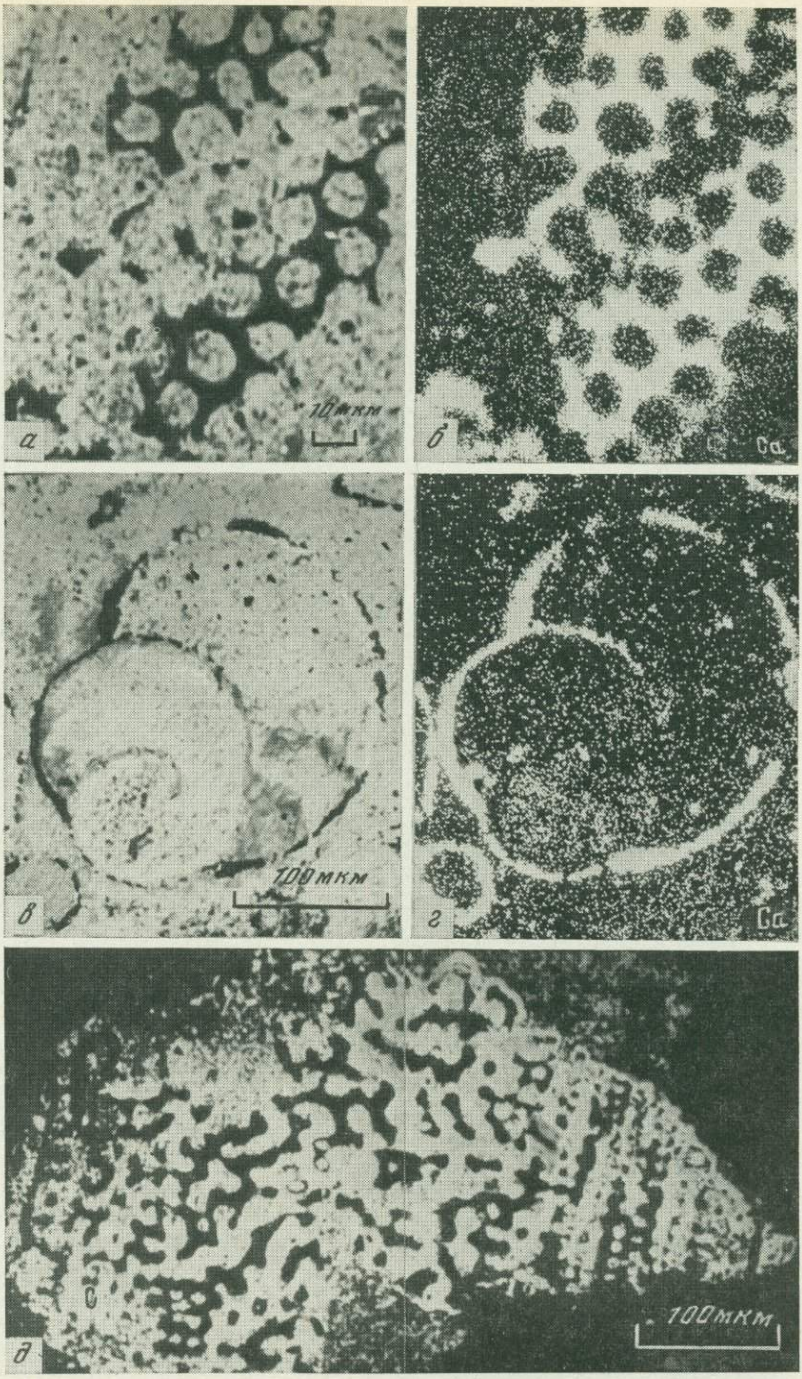
На фиг. 3 показано распределение Fe, Mn, Co и Ni в переходной зоне 5 (см. фиг. 1).

Вторичные конкреции в окисленных слоях. Результаты валового химического анализа рассматриваемых конкреций и содержание рассеянных элементов приведены в табл. 2.

Таблица 2. Химический состав конкреций, заключенных в окисленных рудах

Компоненты	A	C	E	F	G	H
SiO_2	10,88	3,72	4,26	2,09	2,59	2,30
TiO_2	Сл.	Сл.	0,45	Сл.	Сл.	Сл.
Al_2O_3	0,79	1,30	1,65	1,50	1,54	1,85
Fe_2O_3	8,76	5,06	28,20	3,55	8,46	5,60
MnO_2	46,85	47,51	1,24	35,63	46,18	47,75
MnO	20,32	30,84	30,35	44,25	31,35	32,36
CaO	0,84	1,44	4,20	1,60	0,92	1,09
MgO	0,46	0,56	2,02	0,36	0,28	0,00
Na_2O	1,20	0,55	0,19	0,40	0,55	0,50
K_2O	4,45	3,20	0,40	2,55	2,25	2,40
P_2O_5	—	—	0,60	—	—	—
CO_2	0,18	0,87	20,41	0,91	0,24	0,77
SO_3	0,10	0,11	0,10(S)	0,15	0,12	0,15
H_2O^+	2,94	1,44	5,61	5,62	3,53	3,27
H_2O^-	1,85	3,41	0,65	1,34	2,07	1,20
Сумма	99,62	100,01	100,33	99,95	100,88	99,24
Mn/Fe	7,40	15,23	1,23	23,18	9,03	14,19
Mn	45,34	53,90	24,28	56,80	53,46	55,63
Fe	6,13	3,54	19,72	2,45	5,92	3,92
MnO_x	1,65	1,56	1,03	1,40	1,55	1,51
Ba	635	610	400	390	260	310
Co	520	330	570	310	670	420
Cu	13	33	40	41	16	21
Ni	24	57	100	71	19	11
Pb	12	12	80	23	72	52
Sr	468	685	400	810	1200	960

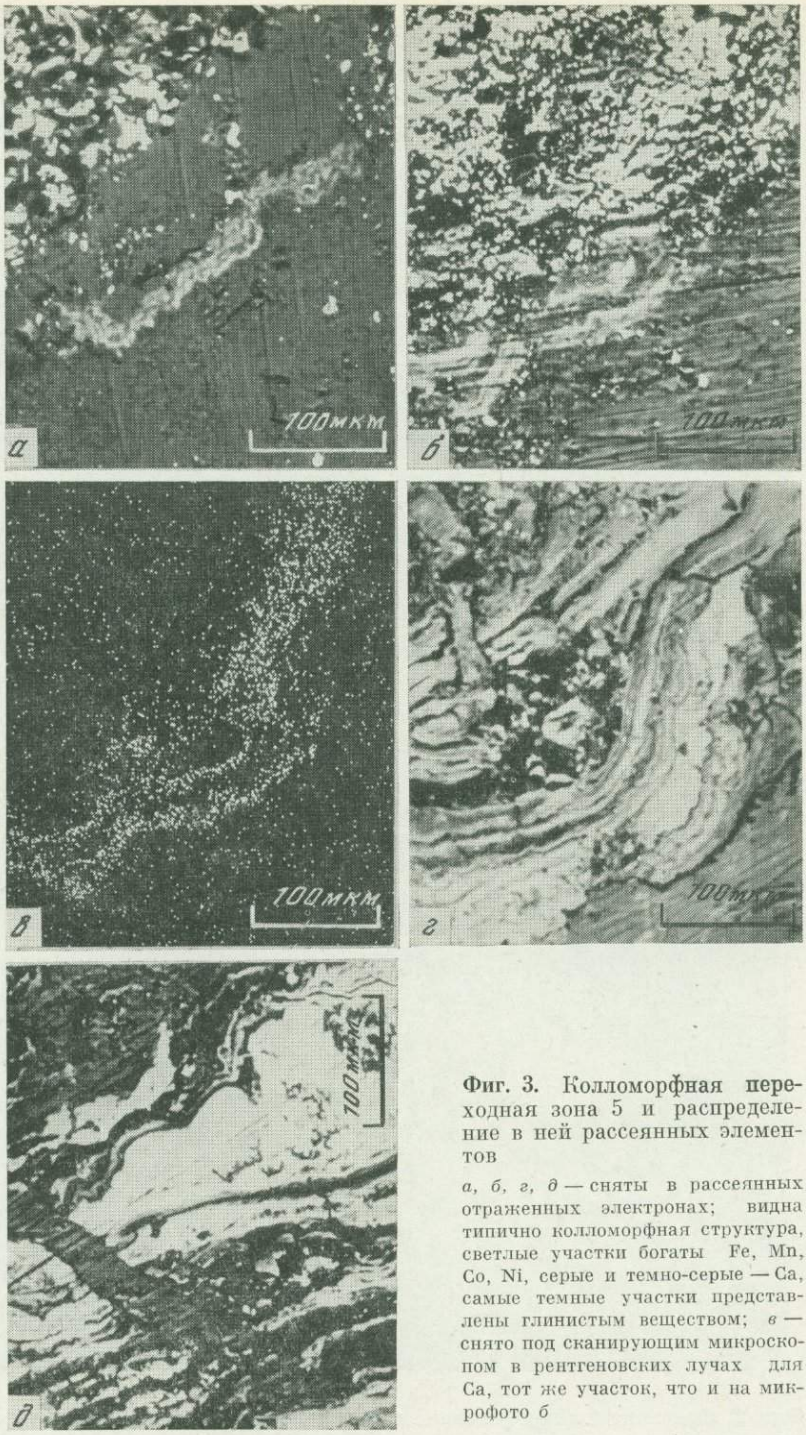
Примечание. Главные компоненты — в вес. %; рассеянные элементы — в г/т. Аналитики С. Бодоли, З. Сюте, М. Кадаш; x — атомное отношение O/Mn.



Фиг. 2. Фрагменты микрофоссилий в ядрах юрских железо-марганцевых конкреций

а, в, д — сняты в отраженных рассеянных электронах (светлые участки обогащены Mn и K, темные — Ca); *б, г* — сняты под сканирующим микроскопом в рентгеновских лучах для Ca

Образец А отобран из шахтного поля Уркут, штрек II. В этом участке наблюдаются извилистые, параллельные трещины усыхания, усадки, смятия и хорошо различимые микротектонические текстуры, свидетельствующие о том, что процесс окисления был связан со значительным внутренним давлением.



Фиг. 3. Колломорфная переходная зона 5 и распределение в ней рассеянных элементов

а, б, г, д — сняты в рассеянных отраженных электронах; видна типично колломорфная структура, светлые участки богаты Fe, Mn, Co, Ni, серые и темно-серые — Ca, самые темные участки представлены глинистым веществом; *в* — снято под сканирующим микроскопом в рентгеновских лучах для Ca, тот же участок, что и на микрофото *б*

Образцы C и G (см. табл. 2) взяты из окисленных руд, образовавшихся в результате окисления черно-бурых марганцевых карбонатных руд, западная часть штрека III, Уркут. В обр. C сохранилась слоистость исходных карбонатных марганцевых руд. Обр. G характеризуется массивностью, глобулярностью, гладкой черной поверхностью. Обр. E — железо-марганцевая конкреция из серо-зеленых радиоляриевых глин переходной зоны, находящейся между марганцевыми карбонатами и окисленными рудами в западном участке штрека III, Уркут. Обр. F — богатая Mn,

черная, массивная глобулярная конкреция из северной части шахтного поля Лейтесакна, Уркут; очень близок к обр. G. Обр. H — марганцевая окисная конкреция из участка Кислед, Уркут.

Наблюдается сходство химического состава окисных марганцевых конкреций за исключением железо-марганцевой конкреции обр. E. Этим конкрециям (исключая обр. E) свойственно высокое отношение Mn/Fe. Отмечаются также существенные содержания K_2O (2,25—4,45%) в окисных конкрециях по сравнению со средней концентрацией этого компонента в карбонатных марганцевых рудах. Среднее содержание K_2O для трех образцов слоистых буро-черных карбонатных руд 1,1%, а для четырех образцов серых карбонатных руд — 0,25%.

Образцы карбонатных руд были отобраны из того же западного участка штрека III, что и конкреции C и G. Содержание рассеянных элементов в конкрециях примерно близко к тому, которое наблюдается в исходных карбонатных марганцевых рудах. Распределение рассеянных элементов в окисных конкрециях довольно однообразно, и в них не установлено заметного обогащения. Наблюдается корреляция между марганцем и калием в обогащенных марганцем конкрециях, а также марганцем и кальцием в тех частях, которые богаты железом.

Изучение полированных шлифов окисных конкреций под микроскопом не выявило существенных особенностей; установлено, что основная масса конкреций довольно однообразна и представлена весьма тонкозернистыми криптокристаллическими агрегатами, сложенными, очевидно, криптомеланом и недиагностируемыми окислами—гидроокислами марганца. В некоторых местах в колломорфной структуре различимы трещинки уплотнения и усыхания, а в основной массе наблюдаются секущие прожилки, выполненные относительно твердым криптомеланом.

Химический состав окисных марганцевых конкреций согласуется с кривыми дифференциального термического анализа (ДТА) и ИК-спектров. На кривых ДТА всех исследованных образцов отчетливо проявляются одинаковые эндотермические пики в температурных интервалах: 560—600, 650—670, 750—770, 840—900, 950—1000° C; средние температуры этих пиков 582, 661, 760, 888 и 964° C. Такое сходство термических эффектов свидетельствует об очень близком минеральном составе окисных конкреций.

В ИК-спектрах окисных конкреций выделяются отчетливые абсорбционные полосы при 520, 570, 680—710 $см^{-1}$, которые близки к характеристическим пикам для минеральных членов группы псиломелана, в частности для криптомелана, по данным, приведенным Г. Френцелем [3]. ИК-спектр железо-марганцевой конкреции E отличается интенсивными полосами поглощения в областях 460, 600—620, 715—725, 865—895 $см^{-1}$, т. е. полосами, характерными для гетита, доломита и кальцита.

Сопоставляя результаты микроскопического изучения, данные ДТА, ИК-спектроскопии и химического анализа, можно сделать вывод, что конкреции из окисленных слоев имеют сходный минеральный состав, причем главная фаза представлена криптомеланом. В них отмечаются также некоторые недиагностируемые окислы—гидроокислы марганца.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Главные особенности исходных юрских конкреций и окисных марганцевых отложений из окисленных слоев следующие.

1. Величина отношения Mn/Fe в ископаемых конкрециях изменяется в интервале 0,31—3,41, во вторичных окисных стяжениях — от 7,40 до 23,18, а в железо-марганцевых разностях — 1,23.

2. Содержание марганца в ископаемых конкрециях 0,56—5,45%, в окисных вторичных стяжениях 45,34—56,80%, во вторичных железо-марганцевых конкрециях 24,28%.

3. Ископаемые конкреции отличаются высоким содержанием $CaCO_3$, которое рассчитывается из соответственно больших концентраций CaO

(37,09–51,00%); во вторичных конкрециях содержание CaO весьма мало (0,84–1,60%), а во вторичных железо-марганцевых конкрециях достигает 4,20%.

4. Содержание рассеянных элементов в ископаемых конкрециях выше, чем во вторичных стяжениях, причем последние мало отличаются по величинам концентраций этих компонентов от исходных карбонатных марганцевых руд.

5. В ископаемых конкрециях наблюдается обогащение Co и Ni, связанное с фазами, богатыми железом. Во вторичных стяжениях отмечено лишь концентрирование Mn, K, Ca.

6. Корреляционная связь Mn и K установлена в участках ископаемых и *вторичных конкреций, богатых Mn и обедненных Fe; корреляция Mn* с Ca наблюдается лишь для богатых Fe составляющих вторичных железо-марганцевых конкреций.

7. В исходных юрских конкрециях часто встречаются фрагменты микрофоссилий, которые не обнаруживаются во вторичных окисных стяжениях.

Результаты изучения остатков микрофауны позволяют считать, что жизнедеятельность этих микроорганизмов (фораминифер и мшанок) играла важную роль в формировании первичных конкреций. Наличие остатков микрофауны, значительное количество кальцита и относительно высокие концентрации Co и Ni в юрских железо-марганцевых конкрециях гор Бакони свидетельствуют о некоторых чертах сходства с юрскими конкрециями Западной Сицилии, описанными Х. Дженкинсом [9, 10]. Такое сходство весьма важно, поскольку юрские конкреции района Задунайского Среднегорья принадлежат к Средиземноморской фаунистической провинции. Особенно четко выражена такая связь с Центральным Средиземноморским регионом [4], т. е. с областями Восточных Альп, Апеннин, Сицилии и Западной Греции. Юрские отложения Центрального Средиземноморского региона и Задунайского Среднегорья характеризуются общими формационными чертами и особенностями тектонического развития. Такая общность позволяет поставить вопрос о возможно близких условиях формирования конкреций, что может быть доказано дальнейшими исследованиями.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Cseh-Németh J., Grasselly Gy.* Data on the geology and mineralogy of the manganese ore deposit of Urkut. II.— Acta miner.-petrogr. Szeged, 1966, **17**, p. 89—114.
2. *Cseh-Németh J., Konda J., Szabo Z., Grasselly Gy.* Sedimentary manganese deposits of Hungary.— In: Geology and geochemistry of manganese. Bp.: Akad. Kiado, 1980, vol. 2, p. 199—221.
3. *Frenzel G.* The manganese ore minerals.— In: Geology and geochemistry of manganese. Bp.: Akad. Kiado, 1980, vol. 1, p. 25—157.
4. *Galácz A., Vörös A.* Jurassic history of the Bakony Mountains and interpretation of principal lithological phenomena.— Földt. közl., 1972, **102**, p. 122—135.
5. *Géczy B.* Ammonoides du Lias supérieur d'Urkut.— Földt. közl., 1968, **98**, p. 218—226.
6. *Géczy B.* The origin of the Jurassic faunal provinces and the Mediterranean plate tectonics.— Annu. Univ. Sci. R. Eötvös. Sect. Geol., 1972, **16**, p. 99—114.
7. *Géczy B.* Plate tectonics and paleogeography in the East Mediterranean Mesosoic.— Acta geol. Acad. sci. Hung., 1973, **17**, p. 421—428.
8. *Grasselly Gy., Cseh-Németh J.* Data on the geology and mineralogy of the manganese ore deposit of Urkut I.— Acta miner-petrogr. Szeged, 1961, **14**, p. 3—25.
9. *Jenkyns H. C.* Fossil manganese nodules from Sicily.— *Nature*, 1967, **216**, N 5116, p. 673—674.
10. *Jenkyns H. C.* Fossil nodules.— In: Marine manganese deposits. Amsterdam et c.: Elsevier, 1977, p. 87—109.
11. *Szabó Z., Grasselly Gy.* Genesis of manganese oxides ores in the Urkut basin, Hungary.— In: Geology and geochemistry of manganese. Bp.: Akad. Kiado, 1980, vol. 2, p. 223—236.
12. *Szabó-Drubina M.* Caractère géologique sédimentaire des minérais de manganése de la Hongrie.— Földt. közl., 1957, **87**, p. 261—273.
13. *Szabó Z., Grasselly Gy., Csen-Németh J.* Some conceptual questions regarding the origin of manganese in the Urkut deposit, Hungary.— Chem. Geol., 1981, **34**.
14. *Wein Gy.* Alpine-type tectogenesis of the Carpathian basin.— Magy. All. Földt. Intéz. (MAFI), 1976, Annu. Rep., p. 245—256.

УДК 553.3/.4:551.2

Н. В. ПЕТРОВСКАЯ

ПОЛИГЕННЫЕ РУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ИХ ПРИЗНАКИ

Представления о существовании месторождений сложного генезиса, получивших название полигенных, базируются на результатах металлогенических и минералогических исследований, показавших, что многие рудные месторождения «не вписываются» в рамки широко известных классификаций. Обнаружилось, что некоторые из них обладают особенностями, свойственными не одной, а двум и более группам (классам, формациям, типам) рудных образований. Эти данные стали расшатывать основы классификационных построений. Положения не спасали палиативные решения, сводившиеся к дополнениям систематик все новыми членами и к выделению новых групп — «промежуточных», «переходных» и др.; первое неоправданно увеличивало громоздкость классификаций, второе — противоречило принципу дискретности классифицируемых множеств, в полной мере применимому к индивидуализированным группам рудных месторождений.

Вопрос получил новое освещение, когда выяснилось, что «промежуточные» месторождения совмещают в своих рудах генетически разные минеральные ассоциации, т. е. по существу являются полигенными. Хотя подобные явления замечались давно и упоминания о них можно найти в трудах ученых XVIII в., начиная с М. В. Ломоносова, но в широком плане проблема полигенности месторождений была выдвинута впервые во второй половине XX в. Интерес к ней в значительной мере стимулировался идеями В. И. Смирнова [15 и др.] о существенном значении полигенных месторождений, в частности колчеданных.

К настоящему времени накоплен достаточно большой материал, свидетельствующий о применимости понятия полигенности ко многим рудным образованиям. Вместе с тем начинают вырисовываться неясности в трактовке этого понятия: для генетически однотипных объектов даются неодинаковые названия — «совмещенные», «гибридные», «линии скрещения», «комбинированные», «полиформационные» и др. Множественность названий однотипных объектов, как и многозначность одного наименования, не отвечают известным требованиям теории понятий. Недостаточно учитывается различие природы проявлений совмещенной разнородной минерализации. Не разработаны четкие критерии выделения соответствующих групп полигенных месторождений. Не определились их места в общих таксономических системах рудных образований.

По-видимому, назрела потребность обсуждения некоторых вопросов проблемы полигенности оруденения. Попыткой такого обсуждения является настоящая статья, суммирующая результаты наших исследований «гибридных» рудных образований и обобщающая некоторые литературные материалы.

К УТОЧНЕНИЮ ОСНОВНЫХ ПОНЯТИЙ

Месторождения, объединяемые главной общей чертой — сонахождением в их рудах генетически разных минеральных веществ, правомочно считать представителями одной широкой группы полигенного (совмещенного) оруденения. Однако было бы неправильно относить к этой группе любые поля совмещенной разнотипной минерализации. Для того чтобы понятие «полигенные месторождения» имело четкий смысл, не допускающий разных толкований, представляется необходимым ограничить его следующими условиями: 1) минералого-геохимические особенности этих месторождений должны быть специфичными, отличающими их от место-

рождений неполигенных; 2) пространственно-совмещенные проявления *разнотипной минерализации должны* обладать в известной мере автономным развитием, т. е. за пределами участков совмещения должны сосредоточиваться в обособленных полях и зонах; 3) представляющие их минеральные агрегаты должны присутствовать в существенных количествах, влияющих на общий характер оруденения, и содержать собственные ценные компоненты, т. е. вносить свой вклад в общую промышленную ценность руд месторождения; месторождения с малыми количествами инородного вещества в рудах должны выделяться под другим названием, например — гибридизированных; 4) характерные черты генезиса совмещенных рудных образований должны быть различными.

Анализ имеющихся материалов приводит к выводу о множественности факторов, определявших формирование полигенных месторождений; *их можно рассматривать как «факторы полигенности оруденения».* Главными из них являлись, во-первых, поступление в одну сферу рудообразования вещества из разных источников, характеристика которых была дана В. И. Смирновым [14], и, во-вторых, последовательное или одновременное развитие разнородных процессов, продукты которых могли накапливаться в одних и тех же участках. Соответственно выделяются две более узкие группы (разновидности) полигенных месторождений.

Месторождения первой группы представляют собой результат совмещения в пространстве оруденения различных типов и формаций, связанного с разными источниками вещества; для них может быть принято с известной долей условности название «полиформационные», уже используемое в литературе. Представители второй группы, ранее названной «переходная» [19], правильнее именовать «собственно полигенные», так как их генезис определялся соучастием разнотипных рудообразующих процессов. Применение упомянутых названий в конкретном их значении могло бы устранить многие неясности в характеристике полигенных месторождений.

Возрастные соотношения совмещенных руд не могут считаться критериями, определяющими понятие полигенности месторождений. Как будет показано ниже, не все полигенные месторождения являются полихронными, хотя полихронные месторождения, как правило, полигенные (смена во времени условий, благоприятных для развития оруденения определенных типов). Понятие полихронности следовало бы относить только к месторождениям, в которых совмещены рудные образования разных эпох; применение его к рудам, формирование которых происходило при менее значительных разрывах во времени, представляется нерациональным; для этого существуют понятия стадийности и этапности рудных процессов.

О месте собственно полигенных и полиформационных месторождений в общей систематике рудных образований можно высказать лишь самые общие суждения. Они должны занимать особые места на любых таксономических уровнях классификаций, не рассматриваясь при этом в качестве «промежуточных» или «переходных». Для каждой формации могут выделяться их гибридизированные разновидности — субформации.

В настоящее время благодаря успехам металлогенических работ, достижениям геохимии, особенно изотопной, и развитию учения о типоморфизме минералов исследователи располагают достаточно надежными данными для распознавания полигенных месторождений и их разновидностей. Полная их характеристика остается задачей будущего; мы остановимся на значении лишь некоторых минералого-геохимических показателей.

ПРИЗНАКИ ПОЛИФОРМАЦИОННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Главным признаком этих месторождений являются особенности ассоциаций рудообразующих минералов, отличающиеся от таковых, типичных для неполигенных руд. Установлено, что месторождения золота и многих других металлов характеризуются определенными наборами минеральных

ассоциаций, в общем однотипных по составу и последовательности формирования; их мы предложили выделять под названием «устойчивые», подчеркнув их значение как основного признака каждой рудной формации [10 и др.]. Эту точку зрения разделяют многие исследователи [15 и др.].

Существование упомянутых наборов ассоциаций, очевидно, отражает общность главных тенденций развития процессов, ведущих к накоплению определенных металлов. При полигенном оруденении эти тенденции нарушались. В результате среди ассоциаций количественно преобладающих минералов, типоморфных для определенной рудной формации, появлялись не свойственные ей ассоциации, названные нами «чуждые». Реже генетически разнородные минеральные вещества концентрировались в соизмеримых количествах. Приведем конкретные данные.

Для большинства золоторудных месторождений характерен такой возрастной ряд устойчивых минеральных ассоциаций: ранняя кварц-пиритовая, нередко с арсенопиритом и дисперсным золотом, затем золотоносные ассоциации сульфидов и сульфосолей Fe, Cu, Pb, Zn, Bi, сопровождающиеся новыми генерациями кварца, карбонатов, иногда с теллуридами; завершают ряд одна или несколько «послепродуктивных» ассоциаций кварца, карбонатов с малыми примесями различных сульфидов, в основном продуктов переотложения ранних минеральных агрегатов. Осложнения такой схемы минералообразования фиксировались преимущественно в тех золоторудных полях, которые расположены вблизи месторождений других металлов, принадлежащих к иным рудным формациям. Типоморфные для этих формаций минералы и минеральные ассоциации появлялись на флангах или в глубоких частях месторождений, причем здесь они мало зависели от возрастных рядов ассоциаций-хозяев. Так, в Забайкалье, в зоне золото-турмалин-кварцевой минерализации, недалеко от месторождений молибдена, мы наблюдали проявления двух типоморфных молибденит-кварцевых ассоциаций: ранняя, судя по текстурам пересечений, предшествовала всем минеральным парагенезисам, типичным для золотых руд, а поздняя оказалась в возрастной вилке между двумя золотоносными ассоциациями. В участках, удаленных от мест совмещения разнотипной минерализации, они исчезали. Аналогично ведут себя золотоносные ассоциации минералов в рудах молибдена. Отмеченные особенности трудно объяснить иначе, чем допуская самостоятельное развитие процессов, создававших месторождения золота и молибдена. Возрастная их сближенность определила перемежаемость во времени минеральных ассоциаций, типоморфных для разных руд. В связи с этим выводом высказано предположение о связях золотой и молибденовой минерализации с разными источниками рудогенных веществ, возникших в одну эпоху, но на разных глубинах. Обособленное положение этих источников могло обеспечивать различную их металлогеническую специфику и автономное, в отдельные периоды почти параллельное развитие связанной с ними гидротермальной деятельности. При малых количествах минералов чуждых ассоциаций они сказывались лишь на деталях минерального состава основных руд, а при их обилии возникали золото-молибденовые месторождения, полиформационные по своей природе.

Упомянутые выше представления позволяли объяснять аномальные черты минералогии многих месторождений ряда регионов [10, 11 и др.]. Вначале они были встречены скептически, но затем были подкреплены металлогеническими и петрологическими доказательствами сосуществования в отдельные периоды разноглубинных коровых и мантийных магматических очагов, деятельность которых могла развиваться почти одновременно (работы М. Б. Бородаевской, Г. М. Власова, М. А. Фаворской, Н. Г. Щербы и др.). Высказывается мнение о связи их с различными событиями, протекавшими на уровне разных геосфер Земли [20].

Полиформационные месторождения, по-видимому, многочисленны. Мы склонны относить к ним месторождения золотых руд с относительно высокими содержаниями вольфрама, расположенные в районах, где извест-

ны самостоятельные месторождения этого металла, наряду с собственно золоторудными полями (некоторые районы Урала, Средней Азии и др.). Убедительно доказана полигенность ряда месторождений золота с высокими содержаниями сурьмы. В Верхоянско-Колымской области (по данным Л. Н. Индолева, Г. Н. Гамянина, О. А. Жданова и др.) они возникали там, где на зону золото-кварцевого оруденения малосульфидной формации была наложена интенсивная сурьмяная минерализация, вызвавшая переотложение золота ранней генерации и появление поздней. Подобный генезис, вероятно, имеют золото-сурьмяные месторождения Восточного Казахстана, для которых также характерно совмещение минеральных ассоциаций, типичных для золотых и собственно сурьмяных руд; примечательно широкое развитие в них реакционных минералов (аурострибита и др.) и неравновесных минеральных ассоциаций. Эти черты, по-видимому, в целом характерны для полиформационных рудных образований.

В последние годы активно развиваются представления о полигенности оловорудных месторождений (работы Б. Л. Флерова, Е. А. Радкевич, А. М. Кокорина и др.). В отдельных регионах они являются вместе с тем и полихронными. Так, по данным Н. Г. Гладкова с соавторами [2], в Приморье на позднемеловые олово-полиметаллические руды с типоморфными для них ранней кварц-турмалиновой (с дисперсным касситеритом) и поздними оловоносными сульфидными ассоциациями (сульфиды Fe, Cu, Zn, касситерит, станнин, сульфосоли Bi, Ag) наложена палеогеновая минерализация, представленная ассоциациями касситерита, хлорита, кварца, флюорита с арсенопиритом и другими сульфидами. В Якутии в оловорудных месторождениях совмещены касситерит-кварцевые с различными силикатами и более поздние касситерит-сульфидные ассоциации с возрастным интервалом в 25—20 млн. лет, причем за пределами участков совмещения они образуют самостоятельные месторождения, первые — Кутурук, Хонор, Былях и др., вторые — Эге-Хая и др. [4].

Высказывается мнение о полигенности оловорудных месторождений Корнуолла в Англии [13]. Для них характерно многообразие рудообразующих минералов (касситерит, вольфрамит, многочисленные сульфиды Cu, Fe, Pb, Zn, Ag, Sb, арсениды и др.). Комплексы минеральных ассоциаций имеют разный возраст (от 290 до 50 млн. лет) и местами разобщены в пространстве.

Среди месторождений ртути, детально изучавшихся В. И. Смирновым, В. А. Кузнецовым и их последователями, выделены более простые, собственно ртутные, и сложные по составу — с мышьяком, вольфрамом, оловом и золотом. Генезис некоторых месторождений поликомпонентных руд В. А. Кузнецов считал еще не вполне ясным [7 и др.]; не исключено, что в какой-то части они являются полиформационными. Характерно относительное богатство их минеральными видами: наряду с киноварью присутствуют шеелит и вольфрамит, а иногда в существенных количествах — сульфиды железа, никеля, кобальта и др.

Имеются месторождения, признаки полигенности которых нелегко обнаруживаются. Одним из таких признаков скрыто-полигенных месторождений является необычно большая количественная роль в них некоторых минеральных ассоциаций, на первый взгляд не кажущихся чуждыми, но по природе своей ксеногенных. Их маскирует сходство состава с отдельными устойчивыми ассоциациями минералов, количество которых невелико, но местами увеличивается.

Разоблачение ксеногенности минеральных ассоциаций требует весьма тщательных исследований их особенностей. Покажем это на примере изучавшегося нами месторождения Средней Азии. По совокупности данных оно было отнесено к малоглубинной формации убогосульфидных руд, но отличалось от большинства представителей этой формации, включая известные в том же регионе, относительно высокими содержаниями сульфидов железа, цинка, свинца (до 20—30% объема рудного вещества против обычных 0,5—15%). Такие сульфиды цементируют обломки пород в

трубообразных участках эксплозивных брекчий и брекчий взрыва или наряду с минералами устойчивых золото-сульфидных (с сульфосолями) ассоциаций образуют послойные скопления в позднем метаколлоидном кварце. Наше внимание привлекли необычные для золотых руд линзо- и обломковидные скопления массивных тонкозернистых агрегатов пирита, напоминавшие агрегаты раннего пирита в колчеданных залежах. Зерна сфалерита и галенита резко отличались своей крупностью, местами деформированностью, от вмещающих халцедоновидных агрегатов кварца. Вместе с тем они сходны с выделениями тех же минералов из рудопроявлений полиметаллической сульфидной формации, распространенных в том же районе. Сравнительное исследование типоморфных особенностей минералов устойчивых ассоциаций из этих рудопроявлений и предположительно ксеногенных из золоторудного месторождения показало, что они в основном однотипны (по составу примесей, корреляционным соотношениям ряда элементов, изотопному составу серы, структурам агрегатов). Это послужило основанием для вывода о полигенности характеризуемого месторождения [11].

Примечательно, что в данном случае, как и в некоторых других отмеченных выше, фиксируются признаки перемежаемости во времени членов разнотипных рядов минеральных ассоциаций, однако природа этого явления представляется несколько иной. Одним из источников рудогенных элементов здесь могли служить ранее сформированные, скрытые на глубине залежи сульфидных руд, вещество которых дробилось под действием взрывных явлений и в диспергированном состоянии переносилось по восстанию новыми потоками металлоносных гидротерм. При этом сульфиды частично растворялись и вновь отлагались при формировании золото-кварцевых руд, что затушевывало различия между типичными и чуждыми минеральными ассоциациями.

Результаты проведенных исследований позволили предположить наличие на глубоких горизонтах исследованного рудного поля залежей сульфидных руд.

Этот пример показывает, что заключения о полигенности месторождений имеют практическое значение при прогнозировании в их пределах участков концентрации ксеногенных рудных минералов. Если подобные участки в районе еще не известны, должен быть поставлен вопрос об их поисках. Соответствующие рекомендации были даны для некоторых районов В. А. Коваленкером с соавторами [5], обнаружившими в месторождениях своеобразную ассоциацию касситерита, станноида, кестерита, моусонита, сходную с ассоциациями минералов в рудах боливийской олово-серебряной формации. Примечательно, что эти руды некоторые исследователи [23] считают гибридными, доказывая, что в них совмещены продукты раннемезозойской олово-сурьмяно-ртутной с W, Au, Bi, Sn (возможно, также гетерогенной) и раннетретичной серебряно-полиметаллической минерализации.

Мы предполагаем, что скрыто-полигенными являются некоторые малоглубинные месторождения так называемой полиметаллической золото-серебряной формации, распространенные в Тихоокеанском поясе и в провинции Карпат. Нетипичные минеральные ассоциации в них нередко являются наиболее поздними. Таковы сфалерит-галенит-пиритовые агрегаты, цементирующие обломки золотоносного кварца в Карпатских месторождениях Румынии. Сходны с ними поздние ассоциации сульфидов в некоторых золоторудных полях восточных районов СССР. Они развиты только в отдельных участках, нередко в сопровождении скарновых минералов, замещающих выделения карбонатов в жильных телах и в окружающих породах. Судя по всем признакам, они могут рассматриваться как чуждые (по отношению к золотому оруденению). Такое представление получило в последние годы новое подтверждение [8]. Поздние ассоциации минералов, по данным минералотермометрии, возникали при более высоких температурах, чем ранние, что трактовалось некоторыми исследователями [13] как признак особого «прогрессивного развития»

единого рудного процесса. Эта трактовка менее вероятна, поскольку не согласуется с отмеченными выше признаками ксеногенности поздней ассоциации минералов в месторождениях.

Признаками полигенности обладают, по нашему мнению, некоторые среднеглубинные золото-полиметаллические месторождения Забайкалья. Для них характерны высокие содержания галенита, сфалерита, обособленные скопления которых широко распространены в том же регионе, представляя самостоятельные месторождения свинцово-цинковых руд. Примечательно, что характерные для золоторудных месторождений связи золота с сульфидами Pb, Zn в рассматриваемых случаях резко ослаблены или отсутствуют, хотя в тех же рудах наблюдаются золотоносные сообщества сульфидов и сульфосолей Cu, Pb и др. В составе руд Д. А. Тимофеевским (1972 г.) установлено около 90 минералов (включая сульфосоли Pb, Bi, Cu, Ag и др.), объединенных в семь ассоциаций, соответствующих числу стадий рудообразования; внутри одностадийных минеральных комплексов сообщества минералов не выделялись, хотя они весьма вероятны. Ю. В. Ляхов, Р. А. Амосов и некоторые другие исследователи отмечают наличие в окрестностях рассматриваемого месторождения послезолотой сульфидной минерализации, развивавшейся при необычно высокой температуре — до 600° С.

Можно полагать, что для полиформационных месторождений в целом характерно богатство руд минеральными видами, количество которых в 2—8 раз выше, чем в неполигенных рудах. Более многочисленны в них и минеральные ассоциации, среди которых много неравновесных. Развиты текстуры перекристаллизации минеральных агрегатов, признаки их коррозии, выщелачивания и переотложения как следствие неравновесности формировавшихся в отдельные периоды систем растворов и разнородных твердых фаз (области термодинамической устойчивости которых могли быть неодинаковыми). В рудных телах встречаются полости выщелачивания, иногда довольно крупные, инкрустированные кристаллами минералов одной из совмещенных ассоциаций (малоглубинные месторождения золото-полиметаллических руд района Бая Маре в Румынии и др.).

Одним из важных показателей полиформационного оруденения являются закономерные различия изотопного состава серы сульфидов, минеральных компонентов как устойчивых, так и чуждых ассоциаций. В упомянутом выше малоглубинном месторождении Средней Азии, по определениям Л. П. Носика [11], сера сульфидов, типоморфных для устойчивых ассоциаций, близка к метеоритной, тогда как в чуждых ассоциациях она имела весьма изменчивый изотопный состав — от сравнительно легкого ($\delta^{34}S$ до −0,7‰) до тяжелого (до +2‰). Близкие величины характеризовали серу сульфидов из свинцово-цинковых месторождений того же района. Подобные примеры не единичны.

Большинство известных нам полей совмещенной разнотипной рудной минерализации расположено в областях полуплатформенного типа, отличающихся сложной металлогенией. Именно в них выявлены ряды «родственных» рудных формаций и месторождения, образованные при их совмещении [16]. В пределах одного региона совмещенные рудные формации обычно несут признаки возникновения на близких уровнях глубин (например, малоглубинная золотая и ртутная, золотая и вольфрамовая минерализация, среднеглубинное полиметаллическое и золотое оруденение и др.). Лишь в некоторых случаях по совокупности показателей можно предполагать их развитие на разных глубинах. Так, в Забайкалье мы видели участки совмещенного оруденения малоглубинной (халцедон-кварцевые агрегаты с адуляром, сульфосолями и золотом) и среднеглубинной (золото-сульфидно-кварцевой с турмалином) формаций. Такие участки расположены на границе обособленных зон развития каждой из упомянутых формаций. Аналогичные данные характеризуют некоторые месторождения Армении. Возможно, к этому же типу относятся руды района Калгури в Западной Австралии с их необычными парагенезисами минералов урана и золота.

Совмещение разноглубинного оруденения возможно лишь при условии значительных перерывов между периодами развития исходной и наложенной рудной минерализации; только существенные геологические события, разделившие эти периоды, могли изменить глубинный уровень сферы рудообразования. Очевидно, что возникшие таким путем полигенные месторождения не могли не быть полихронными. Это подтверждается отдельными данными геохронологии оруденения (например, в Забайкалье — верхнеюрский возраст среднеглубинной и меловой — наложенной золото-кварцевой минерализации).

Вариации возрастных соотношений «скрещивающихся» рудных формаций весьма значительны. В одних регионах полигенное оруденение является действительно полихронным, в других— периоды разнотипной минерализации сильно сближены и пульсировавшее поступление рудогенных веществ из разных источников, как показано выше, происходило почти одновременно. Пределом такого сближения было смешение не минеральных агрегатов, отложенных разными растворами, а самих растворов на пути их восходящего движения. О возможности таких явлений говорит то, что в составе одних и тех же ассоциаций рудных минералов сочетаются комплексы элементов, типичных для образований как коровых (B, Sn, U, Li), так и мантийных (Pt, Cr, Ni, Ti, Hg и др.). Примером служат некоторые золото-серебряные руды с примесями Pt, Cr, Ni, ряд редкометальных месторождений и др.

Руды, отложенные смешанными интрателлурическими и коровыми металлоносными растворами, заслуживают собственного названия, например «протогибридные».

ПРИЗНАКИ СОБСТВЕННО ПОЛИГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В 30-х годах А. Е. Ферсманом введено понятие о пегматитовых (и пневматолитовых) месторождениях «линии скрещения», отличающихся от «чистой линии» признаками активного взаимодействия с боковыми породами и с обособленными флюидными фазами. С принятой нами позиции такие месторождения не могут рассматриваться как полигенные. Процессы, создавшие их, были слишком тесно взаимосвязанными, проявляясь почти повсеместно, тогда как «пегматит чистой линии в чистом виде» представляется, по выражению А. Е. Ферсмана, «абстракцией» [18, с. 204]. Вместе с тем существенное значение сохраняет основная мысль А. Е. Ферсмана о необходимости выделять особые группы месторождений, образованных «скрещением» разнородных процессов.

Относительно редко наблюдается совместное нахождение промышленно-ценных пегматитов и гидротермальных рудоносных жил. Нам представилась возможность изучать один из таких участков на Енисейском кряже. Пегматитовые тела с редкометальной минерализацией сосредоточены здесь в сравнительно узкой экзоконтактовой зоне протерозойского массива гранитоидов, а протяженный пояс металлоносных кварцевых жил пересекает эту зону, уходя далеко за ее пределы. В участке пересечения пегматиты приобретают не свойственные им примеси сульфидов и самородного золота, обогащаются кварцем. В данном случае различными были не только процессы минералообразования, но также источники вещества: золото и его спутники поступали из значительно больших глубин, чем пегматитовые расплавы, генетически связанные с близко расположенными камерами магм.

Признаки совмещения пегматитовых и гидротермальных рудных образований отмечены в некоторых участках рудного поля Колар в Индии, где пегматиты попадают в возрастную вилку между ранними и поздними ассоциациями гидротермальных минералов. Возможно, что аналогичную природу имеет месторождение Минас-Жерайс в Бразилии, в пределах которого на пегматиты с бериллом, фенакитом, монацитом, графитом наложена богатая золотом пирит-кварцевая минерализация, частично развивающаяся обособленно. Сходны с ними по характеру также некоторые

месторождения минерализованных пегматитов в Южной Дакоте, США.

Вопрос о применимости понятия полигенности к месторождениям, образованным при наложении гидротермальной рудной минерализации на руды магматического генезиса, пока не обсуждался, однако его постановка правомочна в тех случаях, когда имеются данные об автономном развитии магматического и гидротермального рудообразования. Такие данные пока весьма ограниченны. Так, к полигенным отнесены золото-платиновые рудопроявления в метасоматитах по базитам в обрамлении Камчатского блока [3]. Известны подобные высказывания по отношению к некоторым рудам Узбекистана и других регионов.

Мы склонны считать, что «факторы полигенности» проявлялись при образовании многих месторождений металлоносных скарнов. Это относится к скарнам, содержащим собственные рудные минералы (магнетит, шеелит и др.) и несущим признаки наложенной кварц-сульфидной минерализации, которая распространяется и за пределы скарновых зон. Так могли возникать полигенные месторождения золотоносных, оловоносных и других скарнов.

Особое место в ряду полигенных рудных образований занимают месторождения, в которых совмещены продукты седиментационного и гидротермального процессов, обычно сопряженных с вулканической деятельностью. Некоторые из них уже давно относились к группе «смешанных» или переходных между собственно осадочными и эксгаляционными рудами [19], однако вопрос об их полигенности был поставлен лишь в последние годы В. И. Смирновым [15]. Наряду с группами вулканогенно-осадочных и вулканогенно-метасоматических месторождений он выделил группу месторождений «комбинированных», полигенных, в которых пространственно совмещены проявления первых двух групп. К ним отнесены некоторые колчеданно-полиметаллические месторождения Малого Кавказа, Курильских островов, района Онтарио в США, залежи типа Куроко в Японии и др. Высказываются мнения о полигенности полиметаллических руд Казахстана (работы Н. М. Митряевой, И. В. Покровской и др.). Вероятно, это понятие применимо и к некоторым уральским медноколчеданным месторождениям, в которых совмещены минеральные ассоциации, характерные для седиментационных и более поздних гидротермальных процессов. Первые — в виде существенно пиритовых агрегатов, нередко со следами микроглобулярного строения, вторые — варьирующие сочетания пирита, халькопирита, сфалерита, блеклых руд, выделения которых находятся в сложных взаимоотношениях с ранними пиритовыми агрегатами и местами цементируют в них трещины.

Особенности рассматриваемых месторождений не противоречат первым трем критериям полигенности: их состав более сложный, чем у неполигенных руд, совмещенные в них рудные образования достаточно самостоятельны в своем развитии (существование обособленных месторождений вулканогенно-осадочных и гидротермальных) и имеют свою промышленную ценность. Обсуждения требует вопрос о степени различий их генезиса. По современным представлениям, одни и те же потоки гидротерм участвовали и в метасоматическом отложении рудных минералов в дренируемых породах, и в осаждении их в субмаринных условиях, при выходе гидротерм на дно морского бассейна. Метасоматоз — лишь способ отложения минералов, могущий сопровождать любые минералообразующие процессы, не определяя их сущности. Пространственно-временные связи осадочного и метасоматического рудообразования, неоднократно повторявшегося, как показали исследования М. Б. Бородаевской и А. И. Кривцова [1], были настолько тесными, что их сопряженность не может рассматриваться как фактор полигенности оруденения. Только в тех случаях, когда формирование колчеданных руд было очень длительным и прерывалось крупными геологическими событиями (прогрессивным метаморфизмом пород и руд, магматической деятельностью и др.), а минерализация поздних этапов развивалась в известной мере автоном-

но, накладываясь на ранее образованные рудные тела, возникали полигенные месторождения, названные В. И. Смирновым комбинированными. Следует иметь в виду, что их признаки весьма часто затушевывались поздне- и послерудной перегруппировкой минерального вещества. Упомянутые выше положения, вероятно, справедливы и для других формаций вулканогенно-осадочных руд, обогащенных ценными металлами в результате наложенных гидротермальных процессов и поэтому отнесенных к «смешанным» или полигенным (некоторые месторождения железных, марганцевых, возможно, вольфрамовых руд).

Среди источников рудогенных веществ наряду с главными (для колчеданных месторождений — ювенильными, связанными с подкоровыми базальтоидными магмами), вероятно, существовали и «дополнительные». Об этом свидетельствуют, в частности, многочисленные данные по изотопному составу серы (работы В. И. и Л. Н. Гриненко, В. И. Виноградова и др.). Резко различный изотопный состав рудного свинца в ряде месторождений, в частности в известных стратиформных залежах Миссури — Миссисипи в США, позволил А. И. Тугаринову [17] выделить группу «двухисточниковых» месторождений. Однако они могут считаться полигенными лишь при условии, если их особенности отвечают общим критериям полигенности руд.

Признаком полигенности может служить сонахождение гипергенных и эндогенных минеральных ассоциаций. Такими признаками характеризуются крупнейшие месторождения золота и урана района Витватерсранд [22]. Дискуссия о генезисе этих месторождений до сих пор не прекращается. Большинство исследователей считают, что ценные металлы накапливались в процессе формирования металлоносных конгломератов и песчаников серии Мэн-Рид (верхнеальконская формация), а позднее происходила только их метаморфогенная перегруппировка (при 400—600° С). Примечательно многообразие минеральных видов в упомянутых месторождениях (минералы золота, урана, платины и платиноидов, циркона, титана, хрома, молибдена, сурьмы; известны здесь алмазы, многочисленные сульфиды, арсениды и др.). Как отмечалось выше, многочисленность минеральных видов в составе руд — один из признаков их полигенности. Исходя из этого, следовало бы пересмотреть представления о генезисе месторождений, характеризующихся таким признаком, например месторождения Франклин (штат Нью Джерси, США), в котором известно более 100 минералов и которое считается «раем» для минералогов.

Принимаемые нами ограничения понятия полигенности не позволяют считать его применимым к месторождениям, в формировании которых участвовали процессы гидротермальные и метаморфические. Метаморфогенные сегрегации минералов, чаще всего кварца, нередко возникали в начальные стадии гидротермального рудообразования, особенно в зоне относительно больших глубин (наблюдения К. Л. Бабаева, Х. Н. Баймухамедова, С. Д. Шера и др.), однако нет достаточных доказательств массового извлечения из пород ценных металлов. Руды, заимствовавшие при своем образовании существенные количества вещества вмещающих пород, заслуживают особого названия, например контаминированных.

К собственно метаморфогенным месторождениям понятие полигенности обычно не применяется. Это связано с признанием роли одного источника вещества, которым служила порода, и процесса одного типа, приводившего к концентрации этого вещества,— метаморфизма или ультраметаморфизма. Основные выводы, относящиеся к признакам полигенности месторождений, мы попытались суммировать в виде таблицы.

В заключение выскажем некоторые суждения о причинах и следствиях пространственного совмещения разных по генезису рудных образований. Очевидно, что их возникновение не было случайным явлением в процессах геологического развития рудных провинций. Можно предполагать, что этим явлением фиксировались особые условия рудообразования

Признаки полигенных месторождений

Группа полигенных месторождений	Условия локализации	Минералогические признаки	Геохимические признаки	Примеры месторождений и рудопроявлений
I группа Полиформационные	1. Развитие в областях сложной металлогении, где имеются обособленные проявления каждой из «скрещивающихся» рудных формаций 2. Локализация в местах сближения полей развития разных рудных формаций	Необычная множественность минеральных видов и их ассоциаций Появление в месторождениях определенных формаций чуждых для них минеральных ассоциаций, которые типичны для соседних месторождений других формаций Непостоянное возрастное положение чуждых ассоциаций в устойчивых рядах ассоциаций минералов, типоморфных для основного оруденения; в отдельных случаях — перемежаемость во времени типоморфных и чуждых ассоциаций минералов Относительно слабые пространственные связи между устойчивыми и чуждыми минеральными ассоциациями	Закономерные различия геохимических ассоциаций элементов в составе минеральных ассоциаций, устойчивых и чуждых для основного оруденения Сонахождение ассоциаций элементов, свойственных коровым и мантийным образованиям Существенные различия изотопного состава Pb, S и др. в минералах устойчивых и чуждых ассоциаций	Золото-сурьмяные, Верхоянско-Колымская область; золото-полиметаллические, Забайкалье; олово-полиметаллические, Приморье, Якутия; олово-серебряные, Боливия
II группа Собственно полигенные	1. Приуроченность к регионам, при геологическом развитии которых создавались условия для длительной деятельности однотипных рудогенерирующих источников и для рудоотложения в менявшейся геологической обстановке	Сочетание рядов устойчивых минеральных ассоциаций, типоморфных для совмещенных рудных образований Постоянство их возрастных взаимоотношений при новых импульсах активности источников рудогенных веществ	Характерные геохимические ассоциации рудогенных элементов в каждом из совмещенных минеральных комплексов Отдельные сквозные геохимические ассоциации, свойственные полигенным рудам в целом	Пегматиты с золото-редкометальной минерализацией, Минас-Жерайс, Бразилия; золото-платиновые, некоторые восточные районы СССР; полиметаллические колчеданные типа Куроко, Япония; медноколчеданные с цинком, Кавказ, Урал и другие регионы
	2. Совмещение разных по генезису комплексов минеральных агрегатов (например, осадочных и гидротермальных) при существовании обособленных участков развития каждого из таких комплексов	Закономерные различия состава (включая малые примеси в минералах) и строения минеральных агрегатов, создававшихся разнородными процессами, при наличии в них ряда «сквозных минералов»	При участии в рудообразовании разных источников ,вещества — вариации изотопного состава рудогенных элементов	

в зонах наиболее длительного прерывистого движения мощных мантийно-коровых потоков вещества и энергии. В ранние стадии геосинклинального цикла в таких зонах совмещались продукты раннего существенно осадочного и позднего гидротермального рудообразования. В период полуплатформенного режима в областях тектоно-магматической активизации консолидированных блоков земной коры генерировались ярусно расположенные источники рудогенного вещества, деятельность которых отражалась в образовании как собственно полигенных, так и полиформационных месторождений.

Заслуживают внимания резко разные частоты совмещения руд определенного состава. Чаще других оказываются совмещенными формации кварцеворудные (с золотом, вольфрамом, оловом, молибденом и др.) и полиметаллические существенно сульфидные (средне-, малоглубинные). Примечательна зависимость состава совмещавшихся руд от металлогенической специфики регионов: комплексы металлов, определяющие такую специфику, образуют в одних и тех же областях как индивидуальные, так и «коллективные», «смешанные» месторождения. Причины подобных зависимостей могли быть в той или иной мере связаны с геохимической неоднородностью верхней мантии и крупных фрагментов земной коры. Такая неоднородность уже не подвергается сомнению, хотя конкретные ее черты лишь начинают выявляться; одним из путей их уточнения могут служить исследования феномена полигенности оруденения в пределах крупных металлогенических областей.

Достаточно важны практические выводы из анализа особенностей полигенных месторождений. Отметим главные из них.

1. Руды полигенных месторождений, как правило, обладают комплексной промышленной ценностью, поскольку каждое из пространственно совмещенных генетически разных минеральных образований имеет свои ценные компоненты. Установление признаков их полигенности требует постановки задачи поисков в «смешанных» рудах новых ценных элементов, которые могли быть пропущены при опробовании рудных тел на основные металлы.

2. Полигенные месторождения обычно более неоднородны, чем неполигенные, поэтому большое значение приобретает картирование их участков; оно необходимо для оконтуривания блоков распространения комплексов минералов, обладающих разными промышленными (включая технологические) свойствами. Следует иметь в виду возможную концентрацию одного из таких комплексов на флангах или на глубоких горизонтах рудных полей.

3. Признаки полигенности рудных образований в ряде случаев указывают на существование в данном регионе обособленных месторождений того формационного типа, для которого типоморфны минеральные ассоциации, играющие роль «чуждых» в месторождениях другой формации. В этом плане важны также показатели частичной гибридизации руд (т. е. малые примеси в них чужеродного минерального вещества).

4. При совмещении разнотипного оруденения проявляется отчетливая тенденция формирования месторождений крупных масштабов, поэтому прогнозирование полигенного оруденения приобретает важное значение для оценки перспектив рудоносных регионов.

Высказанные суждения о проблеме полигенности оруденения могут рассматриваться как постановка вопросов, требующих дальнейшей разработки.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Бородаевская М. Б., Кривцов А. И.* Последовательность минералообразования и рудная зональность на колчеданных месторождениях.— Тр. ЦНИГРИ, 1979, вып. 148, с. 3—11.
2. *Гладков Н. Г., Руб М. Г., Руб А. К., Шершаков Б. И.* Два разновозрастных этапа оловянного оруденения и их соотношения с магматизмом в Кавалеровском районе Приморья.— Докл. АН СССР, 1981, 258, № 2, с. 442—446.

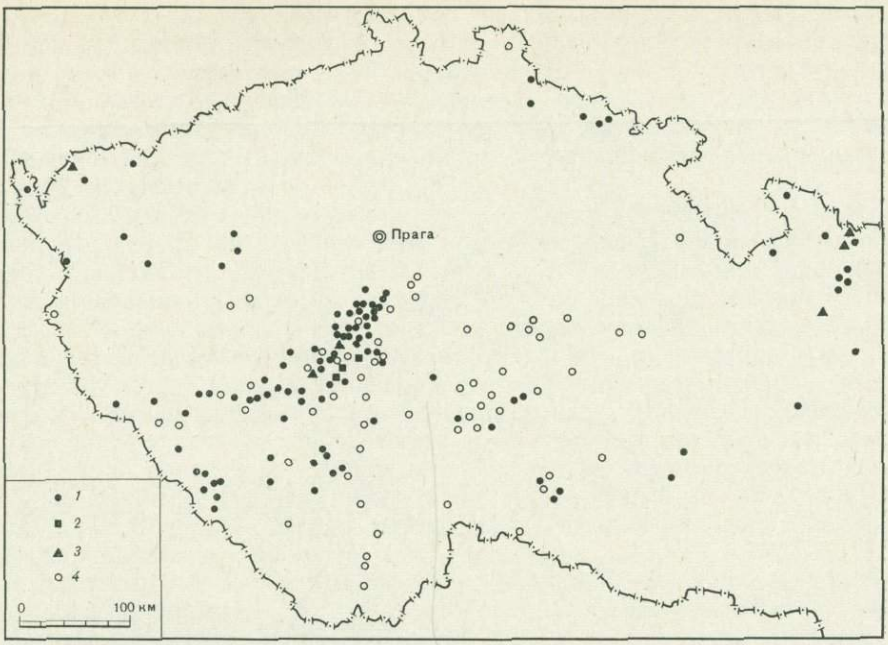
3. *Жданов В. В., Рудашевский Н. С.* Новый тип золото-платиновой минерализации в метасоматитах по базитам.— Докл. АН СССР, 1980, **252**, № 6, с. 1452—1456.
4. *Иванов О. П.* О генетическом единстве продуктивных парагенезисов главных оловорудных формаций Якутии.— Науч. тр. ЦНИИ оловянной пром-ти, 1973, № 1, с. 7—12.
5. *Коваленкер В. А., Генкин А. Д., Сафонов Ю. Г.* О проявлении нового типа оловянной минерализации в Чаткало-Кураминской рудной области.— Докл. АН СССР, 1980, **254**, № 6, с. 1443—1445.
6. *Константинов Р. М.* Некоторые вопросы изучения эндогенных рудных формаций при металлогенетических исследованиях.— В кн.: Вопросы металлогении. М.: Недра, 1965, с. 131—140.
7. *Кузнецов В. А.* Основные проблемы металлогении ртути.— В кн.: Вопросы металлогении ртути. М.: Наука, 1968, с. 7—40.
8. *Найбородин В. И.* Об «аномальных» минеральных ассоциациях в некоторых вулканогенных золото-серебряных месторождениях.— Геология руд. месторождений, 1980, № 4, с. 108—112.
9. *Петровская Н. В.* О некоторых случаях пространственного совмещения разнотипных эндогенных минеральных образований.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1956, № 3, с. 321—332.
10. *Петровская Н. В.* Характер золотоносных минеральных ассоциаций и формации золотых руд СССР.— В кн.: Генетические проблемы руд. М.: Госгеолтехиздат, 1960, с. 145—159.
11. *Петровская Н. В., Новгородова М. И., Носик Л. П.* «Чуждые» минеральные ассоциации как показатели полигенности некоторых малоглубинных месторождений.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 10, с. 69—85.
12 *Рундквист Д. В.* Современные представления о геологическом строении и зональности месторождений Корнуолла (Англия).— Геология руд. месторождений, 1980, № 6, с. 3—17.
13. *Сидоров А. А., Гончаров В. И.* О прогрессивном развитии гидротермального рудообразования (на примере месторождений Востока СССР).— Геология руд. месторождений, 1979, № 3, с. 19—26.
14. *Смирнов В. И.* Об источниках вещества эндогенных полезных ископаемых.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 3, с. 3—17.
15. *Смирнов В. И.* Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1982. 669 с.
16. *Томсон И. Н., Константинов Р. М.* О соотношениях между рудными формациями на примере некоторых районов Тихоокеанского рудного пояса.— Геология руд. месторождений, 1961, № 4, с. 61—70.
17. *Тугаринов А. И.* Изотопы и источники рудного вещества.— В кн.: Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976, с. 121—144.
18. *Ферсман А. Е.* Пегматиты. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1940. 712 с.
19. *Шнейдерхен Г.* Рудные месторождения. М.: Изд-во иностр. лит., 1958. 474 с.
20. *Щеглов А. Д.* О параллельном проявлении рудных процессов в земной коре.— Докл. АН СССР, 1982, **267**, № 1, с. 193—198.
21. *Appel P. W.* Strata-bound sulphides in the early achaean Isua supracrustal belt, West Greenland.— In: Ore Genesis. Berlin e. a.: State Art., 1982, p. 405—412.
22. *Saager R.* Geochemical studies on the origin of the detrital pyrites in the conglomerates of the Witwatersrand goldfields, South Africa.— Geol. Surv. Profess. Pap., 1981, N 1161A-BB, p. 1—17.
23. *Schneider-Scherbina A.* Über metallogenetische Epochen Boliviens und den hybriden Charakter der sogenannter Zinn-Silber-Formation.— Geol. Jahrb. (BRD), Hannover, 1964, **81**, s. 157—170.

УДК 553.41(551.311.7+552.14)(234.55)

З. ПОУБА, М. ВАНЕЧЕК

МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ЗОЛОТА В ДРЕВНИХ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЯХ ЧЕШСКОГО МАССИВА

Изучение золотоносности Чешского массива проводилось в последнее время в районе гранитного плутона варисского возраста, прорывающего вулканические породы протерозоя в Йиловской зоне и в области Врбенской вулканогенно-осадочной свиты девонского возраста в Есениках. На основании литогеохимических исследований в этих областях появились новые точки зрения на источники золота и историю его накопления [1, 3, 4, 10—12, 16, 18 и др.]. Еще на грани прошлого и этого веков И. Барвирж предполагал, что источником золота в Среднечешской обла-



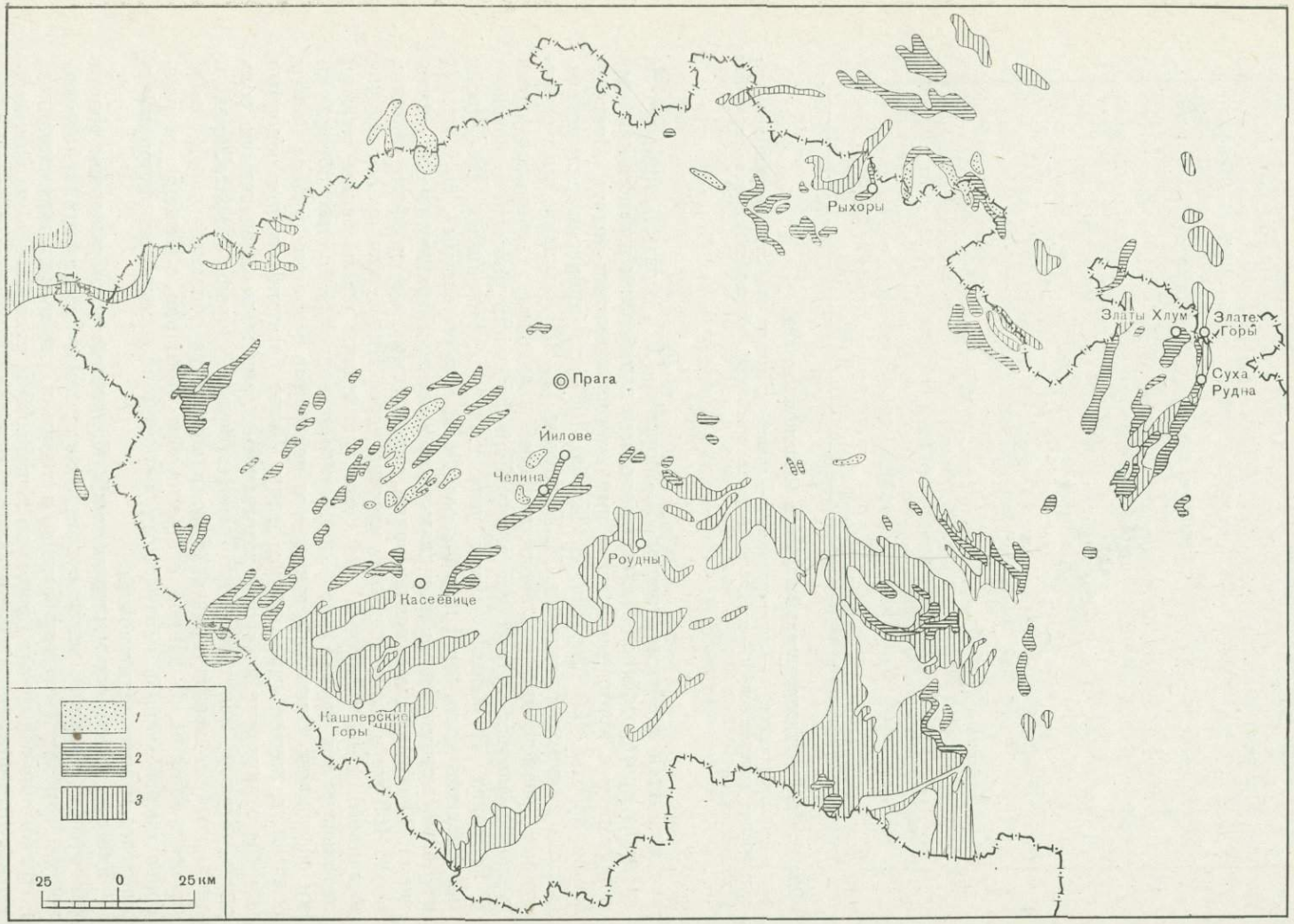
Фиг. 1. Схема рудопроявлений золота в Чешском массиве

1—3 — рудопроявления: *1* — золоторудные, *2* — золото-сурьмяные, *3* — стратиформные золотосодержащие сульфидные; *4* — предполагаемые на основании шлиховых поисков первичные рудопроявления

сти являются основные породы. П. Моравек [10] обратил внимание на сходство протерозойской Йиловской зоны с канадскими зеленокаменными полосами и с приуроченными к ним месторождениями золота. Последующие работы (П. Моравек, З. Поуба, 1982 г.) принесли ряд доказательств в этом направлении. М. Ванечком [1, 18] изучено пространственное размещение и экономическое значение пенеконкордантных гидротермальных рудных тел в подобной формации девонского возраста в Есениках. В обоих случаях речь идет о субмаринных вулканитах контрастного типа (кварцевые кератофиры или силекситы), но с разной степенью метаморфизма и с разным проявлением гранитоидного магматизма. Геохимические исследования, проводимые по профилю длиной около 160 км в ядре Чешского массива через Йиловскую полосу зеленокаменного типа, показали, что сами гранитоиды очень бедны золотом и только в тех местах, где они прорезают полосу основных пород, они им обогащены. Оказалось также, что некоторые основные породы богаты золотом, а другие существенно бедны. Более богатые золотом основные породы отличаются по своим химическим трендам, и определенную роль здесь играют некоторые их разновидности — породы кератофирового типа, которые всегда присутствуют в комплексе основных пород, более богатых золотом. В данной статье особое внимание обращено на роль более кислых членов контрастных вулканогенно-осадочных формаций в процессе концентрации золота.

Условия залегания месторождений. Первичные месторождения золота развиты в Чешском массиве в глубоко метаморфизованных кристаллических породах Мольданубикума, а также в слабо метаморфизованных вулканогенно-осадочных формациях верхнепротерозойского и нижнепалеозойского возраста. Отмечаются также рудопроявления золота в базальтах перми (фиг. 1).

В Мольданубских кристаллических породах встречаются разрабатывавшиеся в прошлом месторождения золота в гнейсах (Роудны и Кашперские Горы), местами с повышенным содержанием шеелита (Кашпер-


Рыхоры
Златы Хлум
Злате Горы
Суха Рудна
Прага
Йилове
Челина
Роудны
Касеёвице
Кашперские Горы
1
2
3
25 0 25 км

ские Горы). Происхождение этого золота неизвестно, а также неизвестен первоначальный характер пород, в которых встречаются рудные жилы. Другим типом оруденения в Мольданубикуме являются стратиформные скопления золота в кремнистых горизонтах среди биотитовых парагнейсов, обнаруженные И. Литохлебом [8]. Они представляют собой или древние россыпи золота, или кремнистые стратиформные залежи вулканогенно-осадочного типа.

Месторождения в центральной части Чешского массива, которые до недавнего времени разрабатывались или в настоящее время подготавливаются для добычи, образуют пенеконкордантные жилы или штокверки в вулканических породах контрастного типа. Главные месторождения Йилове и Челина связаны с кварцевыми натрийсодержащими кератофирами и с родственными им породами. Кварцевые кератофиры представляют собой самые кислые разновидности вулканогенно-осадочного комплекса, который состоит из ультраосновных пород, базальтов толеитового и субщелочного состава, кератофиров и их туфов и других вулканогенно-осадочных пород. Эти породы распространены в относительно узкой Йиловской полосе, в пределах которой самые основные разновидности пород встречаются в ее южной части, где, по литогеохимическим данным, установлено присутствие меди.

В северном направлении возрастает количество вулканических пород, содержащих свинец и цинк, и увеличивается также количество более значительных рудопроявлений золота. Жильные месторождения встречаются практически только в кислых разновидностях вулканического комплекса палеозойского возраста. Та же картина наблюдается в протерозойских образованиях Барранда, где преобладают базальты толеитового типа; ограниченно распространены кератофиры и более значительно — силициты. Золото (вместе с серебром) встречается здесь в аномальных концентрациях (50—13000 мг/т Ag, 10—25 мг/т Au) только в силицитах и редко в кварцевых кератофирах.

В Есениках также развиты вулканические породы двух рядов; толеитового с базальтами и субщелочного с базальтами и кератофирами и кварцевыми кератофирами. Золото здесь приурочено к областям распространения кремнистых пород — кератофиров, которые в генетическом отношении являются производными базальтов. В Йиловской полосе и в Есениковской девонской полосе максимальные концентрации золота приурочены к районам проявления варисской гранитизации. В гранитах содержание золота низкое (1—5 мг/т). С указанными выше районами сходна геологическая обстановка в Исполинских горах, в районе Рыхоров, где обнаружены аномальные содержания золота в породах контрастного вулканизма.

В Чешском массиве известны самые молодые рудопроявления золота в пермских отложениях, прорванных базальтами [13], в трещинах которых встречаются пластинки золота. По-видимому, золото здесь связано с древними россыпями пермского возраста.

Сопутствующие металлы на отдельных месторождениях и рудопроявлениях золота в Чешском массиве. Отдельные типы руд отличаются содержанием в них сопутствующих металлов (фиг. 2).

А. Для Мольданубского типа характерны низкие содержания Bi, Te, Mo и W и золото низкой пробы — Au/Ag≅0,5—4 (тип Роудны, по [14]).

Б. На месторождениях золота в области Среднечешского плутона встречается золото высокой пробы (Au/Ag≅10) и с относительно малым содержанием сульфидов (пирит, арсенопирит, пирротин). Золотая минерализация локализуется главным образом в согласных жилах и

←

Фиг. 2. Схема распространения вулканогенно-осадочных формаций (по К. Пошмоурны, 1983 г.) и месторождений золота Чешского массива

1 — палеориолиты и палеоандезиты; *2* — палеобазальты, зеленые сланцы, амфиболиты и другие метаморфизованные основные и ультраосновные магматиты; *3* — пестрые серии кристаллических сланцев

штокверках в вулканических породах в основном кератофирового типа протерозойского возраста (тип Йилове), в меньшей степени — в жилах гранитоидов, прорывающих вулканиты. Главные сопутствующие металлы — Te, Bi, второстепенные — Ag, Pb, Hg, Mo, W, Cu. В тех случаях, когда появляется мышьяк, золото оказывается более низкой пробы (Au/Ag≅5).

В. В качестве самостоятельного выделяется тип Красна Гора, где золото встречается вместе с сурьмой, причем сурьмяная минерализация по отношению к золотой более поздняя [2]. Источники этих металлов, по-видимому, основные породы Йиловской полосы, в которых наблюдается повышенное содержание сурьмы. Повышенные содержания сурьмы в основных породах мантийного происхождения описаны К. Ведеполем [19]. С этих же позиций В. Рус и О. Бубникова [15] рассматривают источник сурьмы на месторождении Пршичовы в Йиловской полосе.

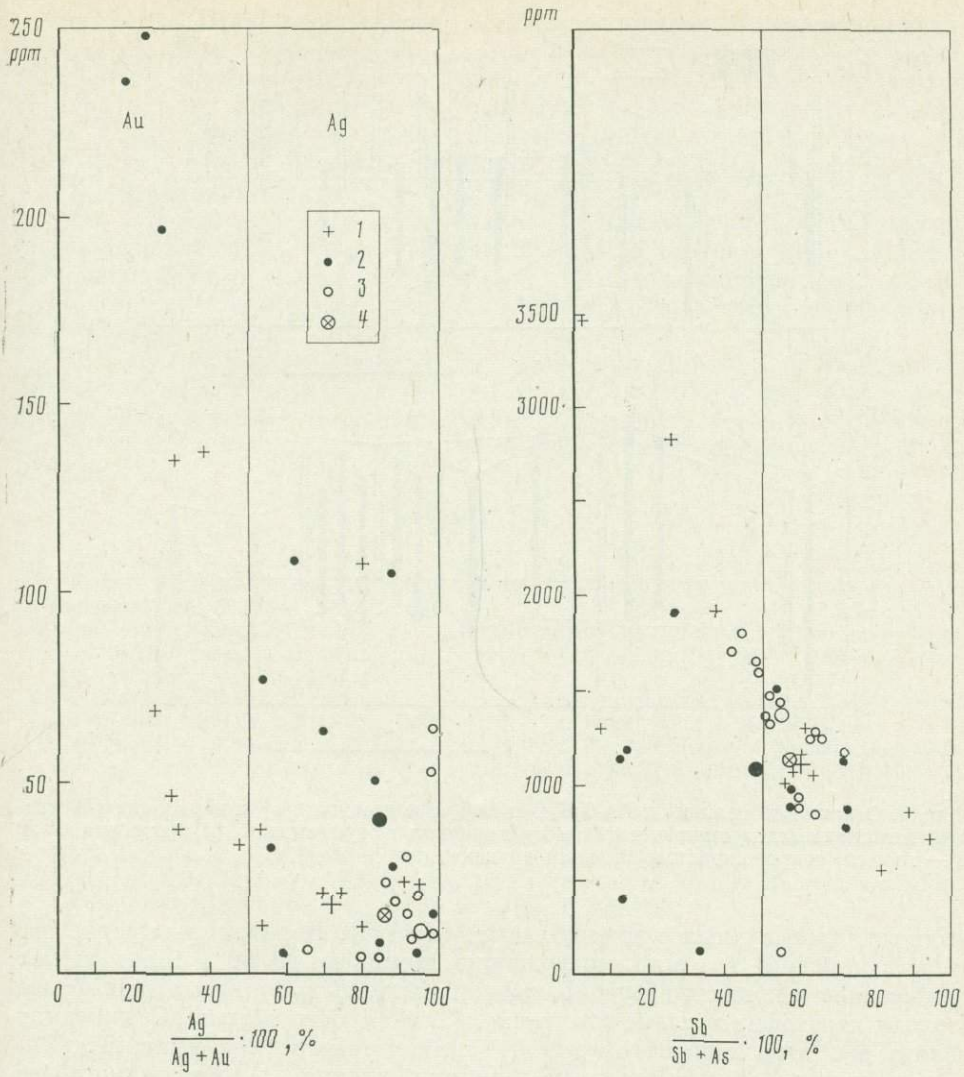
Г. Месторождение Злате Горы в Есениках — колчеданно-полиметаллическое с наложенным золотым оруденением [18]. Выделяются два типа золота: желтовато-белого цвета, низкой пробы (Au/Ag≅5) и желтое высокопробное (Au/Ag≅80) (фиг. 3). Желтовато-белое золото, по-видимому, вторичного происхождения в зоне цементации. В нем обнаружено, кроме серебра в заметных количествах, до 0,17% Cu, до 0,9% Bi и до 0,43% Hg [5]. В золоторудном месторождении Злате Горы—запад установлена прямая корреляционная зависимость между содержанием Au и Cu [4]. Руды этого месторождения имеют повышенные содержания As, иногда Sb (фиг. 4). Спектральным анализом установлено постоянное присутствие в заметных количествах Cu, Pb, Zn, Co, Ni (К. Резек, М. Квачек, 1981 г.).

Д. На месторождении Злате Хлум вблизи г. Есеник, описанном И. Скацелом и М. Ванечком [17], золотоносная окварцованная зона в кварцитовидных слюдяных гнейсах и в мусковитовых кварцитах сопровождается дайками пегматитов и аплитов. Золото высокой пробы (Au/Ag≅50), и наряду с небольшим количеством колчеданов присутствуют теллуриды (И. Гаук, 1978 г.). Кроме Ag, в золоте содержится 0,3% Cu [5].

Е. В настоящее время начато изучение разрабатываемого в прошлом месторождения золота Суха Рудна. Золото здесь связано не только с кварцевым штокверком, содержащим пирит, арсенопирит и галенит, но и с околорудными породами, представленными пиритсодержащими графитовыми филлитами. Содержания Au в арсенопиритах достигают нескольких десятков граммов на тонну и сопровождаются серебром в количествах около 10 г/т. Повышенное количество Ag (порядка нескольких десятков граммов на тонну) установлено в кварцевых жилах, содержащих арсенопирит и галенит. По данным спектрального анализа, в рудах содержится в повышенных количествах As, а также постоянно присутствуют Cu, Pb, Zn, Ni и Co.

Кроме этих основных типов золоторудных месторождений, в Чешском массиве известны рудопроявления золота с селенидами Ag, Hg, Cu и Pb, а также с самородным серебром [12] и в некоторых случаях с самородным серебром и арсенидами Co и Ni. Из района Рыхоров описано золото, содержащее до 10% Pb. На большинстве полиметаллических месторождений в ядре Чешского массива, разрабатывавшихся в прошлом на серебро, часто встречается золото (Йиглава, Гавличкув Брод и др.), оно сопровождает вольфрамовые руды на месторождении Ротава в Рудных горах и вблизи Цетораза (Южная Чехия), а также медноколчеданные стратиформные залежи в сланцах на месторождении Тисова вблизи г. Краслице (Западная Чехия).

О первоисточнике золота. На основании изучения различных рудопроявлений золота установлено, что их формирование происходило в несколько этапов, особенно в областях сложного тектогенеза. Состав неметаморфизированных пород протерозойского возраста свидетельствует об океаническом типе коры без выраженной континентальной регенерации



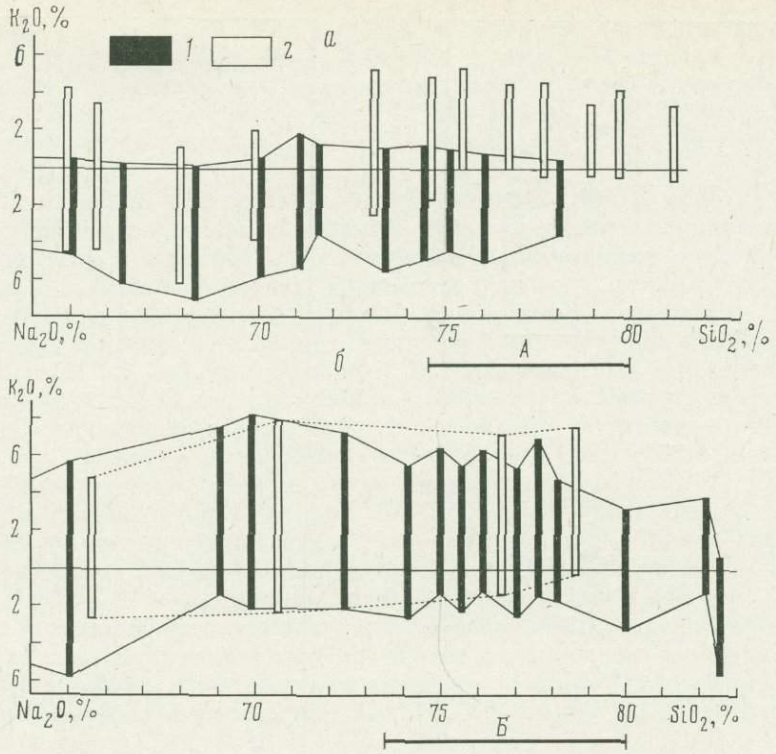
Фиг. 3. Соотношение Au/Ag в пиритах месторождения Злате Горы — запад (по К. Резек, М. Квачек, 1981 г.)

1—3 — пириты: *1* — из сланцев, *2* — из кварцитовых сланцев, *3* — из кварцитов (крупными значками показаны их средние значения); *4* — среднее значение для всех образцов

Фиг. 4. Соотношение Sb/As в пиритах месторождения Злате Горы — запад (по К. Резек, М. Квачек, 1981 г.)

Условные обозначения те же, что на фиг. 3

[7]. Примером этого типа коры является девонская вулканогенно-осадочная формация Есеников, в которой явно встречаются элементы континентального развития магматитов наряду с океаническими типами магмы [6 и др.]. В обоих случаях наблюдается пространственная приуроченность золота к кварцевым кератофирам. Выделяются два типа кератофиров — натриевые и калиевые со средним содержанием Au 3—8 мг/т, в силекситах оно возрастает до 25 мг/т. Промышленные концентрации золота установлены в кварцевых полиметаллических рудах Есеников и кварцевых жилах, прорывающих кератофиры Йиловской полосы. Между этими типами кератофиров — протерозоем Барранда и Йиловской полосы и девонскими отложениями Есеников — наблюдаются петрологические отличия [14], влияющие на концентрацию и тип золо-



Фиг. 5. Отношение величины Na_2O/K_2O к SiO_2 в кадомских (*а*) и варисских (*б*) кислых инициальных вулканитах (*1*) и субсеквентных вулканитах (*2*); отрезки *А* и *Б* — породы, сопровождаемые золотым оруденением

тых руд, проявленных в этих областях (фиг. 5). Кератофиры натриевого типа кадомского возраста, содержащие примерно до 80% SiO_2, имеют наибольшее количество рудопроявлений золота, в то время как более кислые кератофиры калиевого типа являются безрудными. Содержание золота при этом зависит скорее от освобожденного (или импортированного) кварца. Доказательством влияния кварца, освобожденного из продуктов первоначального базальтового магматизма, являются силекситы и силициты, сопровождающие базальты (спилиты) в протерозое Барранда. Базальты содержат в среднем 12 мг/т Au, силициты — 18 мг/т Au. Вблизи гранитов в Йиловской полосе, где происхождение кварца трудно установить, содержание золота возрастает до 1—2 г/т. Концентрацию золота в основных породах мантии, образованных при очень низком парциальном давлении кислорода, можно объяснить оксифобией золота и его стремлением концентрироваться при восстановительных условиях [9]. Предполагается, что основные породы, которые на глубине дифференцируются согласно феннеровским (толеитовым) трендам, образовались при температурах, при которых вода разлагается на кислород и водород. Кислород связан с силикатами, и водород частично остается, так как ни один из более значимых постоянных силикатов при определенных температурах и давлениях мантии не включает водород. Среди металлов золото обладает специфическим свойством образовывать более крепкие связи с водородом, чем с кислородом, а у большинства металлов связи обратные. По мнению А. А. Маракушева [9], это действительно для одновалентного золота, в то время как трехвалентное золото имеет ацидофильные свойства. В отношении серы трехвалентное золото более активно, чем одновалентное, но оно остается индифферентным по отношению к кислороду. Однако у золота наблюдается высокое сродство к хлору, влияние которого усиливается в более кислых

магмах, образующихся при более высоком парциальном давлении кислорода. При этом возникает парагенезис золота с кислыми металлами, например с мышьяком. Фазовые равновесия в области хлоридов золота, серебра и меди показывают, что пробность золота зависит от температуры. Этим объясняются разные пробы золота в различных зонах метаморфизма или в первичных ореолах постмагматического оруденения.

Из сказанного следует, что первичным источником золота, вероятно, *служат основные магматиты мантии, но первая миграция и концентрация* золота происходит при образовании первых кислых членов мантийных магм. Ими являются кератофиры и субмаринные силекситы, прежде всего пиритсодержащие силекситы и разные их оруденелые эквиваленты стратиформного типа.

Кислые гранитоиды, по-видимому, заимствуют золото из этих источников или образуются за их счет, и тогда в них возрастает содержание золота. Последующая миграция может происходить в связи с процессами гранитизации, связанными с метаморфизмом и перемещением метаморфных вод.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Ванечек М.* Закономерности размещения и промышленная оценка полиметаллических месторождений Чешского массива: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М.: ВИМС, 1966. 27 с.
2. *Bernard J.* Kurze übersicht der isogenetischen erzlagerbildenden Mineralassoziationen hydrothermalen Ursprungs im tschechoslowakischen Teil der Böhmischen Masse.— Miner. geol., Pr., 1967, **12**, s. 13—20.
3. *Čabla V., Hettler J., Tomšík J.* Ložiska zlatohorského rudnido reviru z pohledu teorie tzv.— In: Globální tektoniky. Ostrava, 1979, s. 5—69. (Sb. GPO; N 20).
4. *Drábková E., Vaněček M.* Využiti statistických metod při řešeni geologické problematiky na ložisku Zlaté Hory — zapad.— Věstn. ústřed. ústavu. geol., 1981, **56**, N 2, s. 65—77.
5. *Hauk J., Kotrba Z.* Některé nové poznatky ziskané při studiu zlata v oblasti silezi ka.— In: MS, Sb. referátu z jednani KRB geofyzikálniho průzkumu v Jesenikách 20.— 21.4.1982 v Loučné n. Desnou, Geofyzika. Brno, 1982, s. 29—34.
6. *Jakeš P.* Paleovulkanity Českého masivu a petrogeneze.— In: Sb. Teoretické základy prognóz nerostných surovin v ČSSR. Pr., 1978, s. 34—40.
7. *Jakeš P., Zoubek J., Zoubková Randa Z.* Oceánicka kůra na dně sedimentárni pánve tepelsko-barrandienskeho proterozoika.— In: Korelace proterozoických a paleozoických stratiformnich ložisek: Sb; N 4. Pr., 1976, s. 41—50.
8. *Litochleb J.* Stratiformni zlatonosné zrudněni v moldanubiku jv.— Cech. Geol. Průzk., 1979, **21**, s. 347—349.
9. *Marakushev A.* Geochemical properties of gold and conditions of its endogenic concentration.— Miner. deposita, 1977, **12**, p. 123—141.
10. *Morávek P.* Nevý model geneze zlatonosné endogenni mineralizace Českéno masivu.— Geol. průzk., 1979, **21**, s. 130—133.
11. *Marávek P., Pouba Z.* Ložiska zlata v Českém masivu a problematika jejich metalogeneze.— In: Hor. Přibram ve vědě a technice, Sekce: Průzkum, těžba a úprava Au rud. Přibram, 1981, s. 155—191.
12. *Morávek P., Rus V.* Regeneration of gold in the Central Bohemian pluton area, Czechoslovakia.— In: Problems of hydrothermal ore deposits. Stuttgart, Budapest, 1970, p. 120—125.
13. *Petránek J.* Vyhledáváni zlata v podkrkonošském a vnitrosudetském permokarbonu.— Geol. průzk., 1978, **20**, s. 166—168.
14. *Pouba Z.* Acid volcanism and mineralization in the Cadonian and Variscan stages of the Bohemian Massif history.— Geol. Carpathica, 1981, **32**, N 5, s. 547—558.
15. *Rus V., Bubniková O.* Economically prospective Sb-mineralizations in the Bohemian Massif.— In: Sb. Antimonitové rudy Československa. Br., 1980, p. 21—30.
16. *Sattran V., Klominský J.* Petrometallogenic series of igneous rocks and endogenous ore deposits in the Czechoclovak part of the Bohemian Massif.— Sb. geol. věd. LG, 1970, **12**, s. 65—154.
17. *Skácel J., Vaněček M.* Výskyt zlata na lokalitě Zlatý Chlum u města Jeseniku.— Věstn. ústřed. ústavu. geol., 1981, **56**, N 6, s. 349—356.
18. *Vaněček M.* K morfologii a pozici zlatonosných zon na ložisku Zlaté Hory — západ.— Acta Univ. carol. Geol., 1974, **3**, s. 271—284.
19. *Wedepohl K.* The contribution of chemical data to assumption about the origin of magmas from the manth.— Fortschr. Miner., 1975, **52**, N 2, s. 171—172.

УДК 553.432:551.24

Л. БАУМАН

ПОЛОЖЕНИЕ СУЛЬФИДНЫХ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ПЛИТОТЕКТОНИЧЕСКОМ ЦИКЛЕ

Условия образования стратиформных сульфидных геосинклинальных месторождений определяются в основном их тектоническим положением. Исследования, выполненные в последние годы по этой проблеме (разработка ее осуществлялась в мировом масштабе вследствие возрастающего экономического значения данных месторождений), подтвердили, что так называемые геосинклинальные месторождения образуются в различных тектонических структурных зонах. Последние имеют не только различное тектоническое положение, но и обусловленные им магматизм, осадконакопление и рудогенез. Принципиальная генетическая характеристика гидротермально-осадочных геосинклинальных месторождений, в частности их тектоническая классификация, служит фундаментальной основой для их прогноза, а также для стратегии их текущей и перспективной разведки.

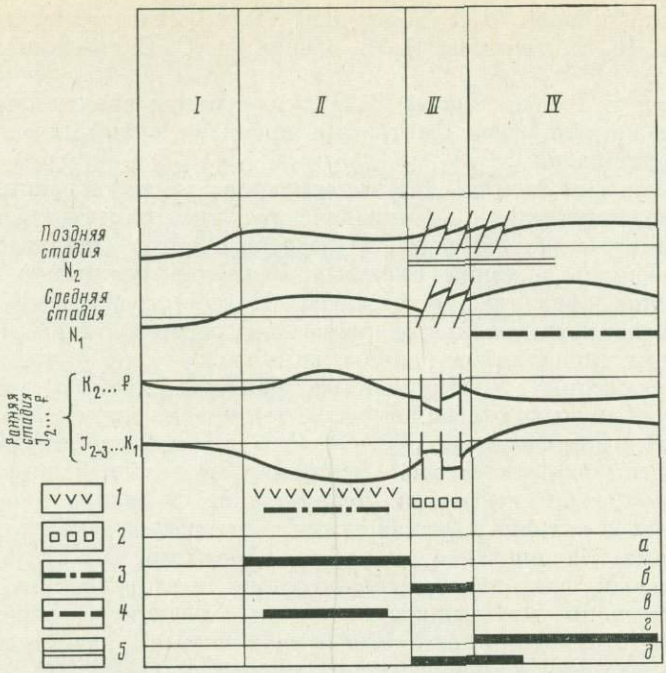
«КЛАССИЧЕСКАЯ» ГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ СТАДИЯ

Для лучшего понимания комплекса проблем, связанных с изучением сульфидных геосинклинальных месторождений, приведем краткий обзор их основных признаков и существующих генетических классификаций. Речь идет о стратиформной (сингенетической) минерализации в отношении сульфидных геосинклинальных месторождений, которые формировались как гидротермально-осадочные образования в субмаринных условиях (*океанические бассейны, шельфовые зоны, внутриконтинентальные* бассейны) и в восстановительной обстановке. Для этих месторождений в литературе используются также следующие термины: «эксгаляционно-осадочные» (Г. Шнейдерхен), «субмаринно-эксгаляционные» или «вулканогенно-осадочные» (В. Петрашек), «экструзивно-осадочные» (Х. Борхерт), «магматогенно-осадочные» (А. Циссарц), «субмаринно-вулканогенные» (В. И. Смирнов), «вулканогенно-осадочные» и «субмаринно-гидротермально-осадочные» (Х. Рослер, Л. Бауман, Г. Тишендорф).

В первой тектоно-металлогенической классификации месторождений, по Г. Шнейдерхену, основанной на фундаментальных работах Г. Штилле и П. Ниггли, магматические месторождения геосинклиналей выделялись в независимую группу месторождений. Г. Шнейдерхен подразделял входившие в данную группу «месторождения начального магматизма» на две отдельные подгруппы: субмаринные диабаз-кератофировые эффузивные породы и эксгаляции (с месторождениями окислов *железа типа Лан Диля и сульфидными месторождениями* Fe, Cu, Mn типа Мегген и Раммельсберг); интрузивные ультраосновные и основные породы с *ликвационными месторождениями магматического* происхождения Cr-Pt, Ti-Fe и Ni-Cu.

Однако вследствие большой роли орогенеза в связи с кислым гранитоидным магматизмом и постмагматическими месторождениями субмаринные эксгаляционно-осадочные геосинклинальные месторождения лишь иногда принимались во внимание.

Первые выводы о происхождении этих месторождений на основании новых международных геофизических и петрологических исследований были сделаны в 50—60-х годах Х. Борхертом, Е. Трегером и О. Эльснером. Ю. А. Билибин и В. И. Смирнов также указывали на значение геосинклинальной стадии и ее симатического (начального и «продленного начального») магматизма в формировании магматических месторождений



Фиг. 1. Геосинклинальное месторождение типа *B* (саянский тип), по В. И. Смирнову [8, 42, 43], на примере геосинклинального (орогенного) района Малого Кавказа (частичный разрез с данными по тектонике, магматизму и месторождениям)

I — депрессия Куры; *II* — вулканическая впадина; *III* — район Северного Курдистана с поясом разломов; *IV* — краевая зона; *1—2* — ранняя стадия (геосинклинальная стадия, по Г. Штилле): *1* — зона геосинклинальной эффузивной формации (с субмаринными вулканогенными месторождениями), *2* — геосинклинальная интрузивная формация; *3* — плагиогранитная формация; *4* — средняя стадия, гранитоидные формации (орогенная стадия, по Г. Штилле); *5* — поздняя стадия, формация малых интрузий (последующая стадия, по Г. Штилле); типы месторождений: *а* — вулканогенно-осадочные (Fe-Cu, Pb-Zn, Ba); *б* — интрамагматические (Cr, Pt); *в* — скарновые (Fe, Cu); *г* — глубинные гидротермальные (Cu, Mo); *д* — субвулканические гидротермальные (Au, As, Sb-Hg)

[1—3, 8, 20—22, 37, 43]. Х. Борхерт подчеркивал важное значение в формировании месторождений субмаринного экструзивного и интракорового магматизма, следующего за симатическим ювенильным магматизмом, детальному анализу подвергалась прежде всего металлогения геосинклинальной стадии. В. И. Смирнов [42] выделил четыре геосинклинальных типа рудообразования — уральский, саянский, тяньшанский и верхоянский, каждый из которых характеризуется своими тектоническими, магматическими и рудогенетическими факторами (фиг. 1). В пределах ранней стадии геосинклинального развития (геосинклинальная стадия, по Г. Штилле) В. И. Смирнов различает четыре комплекса магматических формаций: 1) формация субмаринных вулканогенных спилит-кератофировых и порфировых пород с сульфидными месторождениями руд железа, меди, цинка, свинца, а также окисных руд железа и марганца; 2) формация интрузивных перидотитов с интрамагматическими месторождениями хрома и платины; 3) габбро-пироксенит-дунитовая формация с месторождениями титано-железных руд и платины; 4) плагиогранит-сиенитовая формация со скарновыми месторождениями железной и медной руды.

По В. И. Смирнову [3, 43], стратиформные сульфидные месторождения геосинклиналей объединяются в четыре геосинклинальные формации, выделенные в соответствии с характером проявления структурных особенностей и элементного состава руд.

Эти фундаментальные исследования ряда проблем формирования субмаринных вулканогенных месторождений на основе «классической»

теории геосинклиналей были дополнены также многочисленными другими работами (Е. Е. Захаров, Г. Н. Щерба, Н. С. Скрипченко, Р. Грабе, Г. А. Жабин).

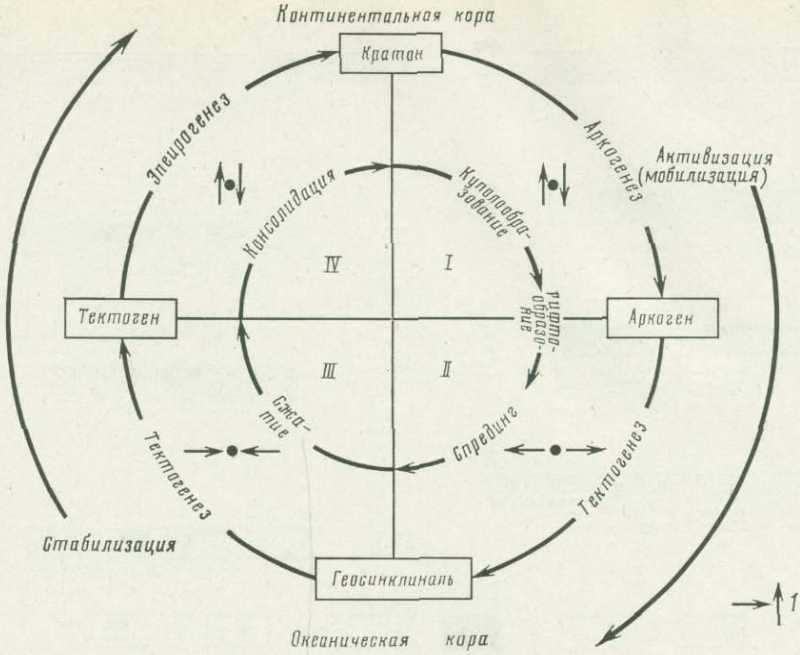
Л. Бауман и Г. Тишендорф [12] суммировали следующие наиболее важные металлогенические факторы и признаки сульфидных месторождений геосинклиналей.

1. Региональные факторы, контролирующие месторождения. Геотектонические — вулканогенные и тектонические хребты в эвгеосинклинальных депрессиях, районы вершин и флангов хребтов (например, Мегген, Кипр, Рио Тинто), а также смежных бассейнов (например, Раммельсберг), глубинные разломы, линеаменты. Палеогеографические — океанические и интраконтинентальные депрессии первой стадии (геосинклиналь) с зонами поднятий и районы депрессий второй и третьей стадий (хребты и бассейны). Формационные факторы: хребты — инициальные вулканические породы (лавы, пирокласты) диабаз-спилитовой формации (Fe, Mn, Cu), кератофировая (Fe, Cu, Zn), андезит-порфировая (Fe, Cu, Pb, Zn), известково-доломитовая (например, рифовые фации), псаммит-пелитовая формации; депрессии: пелагические формации (черные сланцы, кремнистый сланец, каустобиолиты); неритовая формация (известковый доломит); флишевая и молассовая формации (Cu, U, эвапориты).

2. Локальные факторы, контролирующие месторождения. Структурные — параллельные и радиальные зоны разломов, стратиформные рудные тела (структурно согласные и несогласные), подстилающие слои с зонами вкрапления и перекрестного внедрения («Книст»), перекрытие унаследованными структурами, сходные диагенетические и метаморфические структуры рудных тел и окружающих пород. Палеоморфологические — интенсивное расчленение рельефа на зоны поднятий и опусканий (развитие траппов); эллиптическое и бороздовое прогибание с образованием бассейнов, меньшие по размеру и нерегулярные по форме рудные залежи в районе хребтов, большие по размеру рудные тела на флангах и в краевых бассейнах, лагунная формация на рифовых атоллах, местами известковые каналы и карстовые желобки во впадинах. Литолого-петрологические — минерализация преимущественно в граничной области вулканогенных формаций (спилиты, кератофиры, пиллоу-лавы, туфы) и осадочных формаций (карбонатные породы, пелиты), мега- и микроритмы (полосчатые руды), массивные рудные залежи, вкрапленники, метасоматиты, частично скарны, слои кремнистого сланца и джеспилита, диагенетические и метаморфические модификации комплекса магматогенно-осадочных пород (с реакционными и экстракционными явлениями). Геохимические и физико-химические — лагуны, краевые бассейны и карстовые формации как «геохимические ловушки» (пониженное значение Eh, гидролиз, сорбция), различные типы месторождений, происходящих из различных рудных источников при разнообразных условиях осаждения и накопления осадков (согласные и несогласные мегаструктуры); минерализация с симметрией обращенного конуса, концентрическая зональность: FeS_2—Cu—Zn—Pb—Ba; фации вулканических хребтов: FeS_2, Cu (Кипрский тип); фации флангов и краевых бассейнов: (Cu), Zn, Pb, Ba (месторождения типа Раммельсберг); фации тектонических поднятий: Fe, Zn, Pb, Ba, F (месторождения типа Мегген и Блейберг).

ПОЛОЖЕНИЕ СУЛЬФИДНЫХ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ПРОЦЕССЕ ПЛИТОТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Современная теория тектоники плит, разработанная за последние 20 лет на основе большого фактического материала по геофизике, тектонике и морской геологии, оказала свое влияние в дополнение ко всем другим областям геологии и на учение о полезных ископаемых и металлогению. Циклическое развитие имеет важное значение для интерпретации металлогенических процессов с точки зрения современной



Фиг. 2. Плитотектонический цикл с четырьмя крупными стадиями, по Л. Бауману, 1983 г.

I — аркогенез; *II* — тектогенез А (формирование геосинклинали); *III* — тектогенез В (орогенно-морфогенное развитие): *IV* — эпейрогенез; *1* — преобладающее направление движения плит

тектоники плит, которая включает непрерывную последовательность не только процессов раскрытия и закрытия (спрединг—сжатие), но и процессов поднятия и опускания (куполообразования — прогибания) земной коры. При этом отдельные стадии процессов характеризуются формациями пород с концентрациями определенных веществ (минеральных месторождений) (Л. Бауман, 1983 г.).

Согласно последним исследованиям, необходимо рассматривать циклическое развитие тектоники плит в модифицированной модели эволюции [24, 49–51]. Исходя из этого, следует различать восемь стадий тектонического развития, которые можно объединить в четыре крупные стадии (фиг. 2, 3).

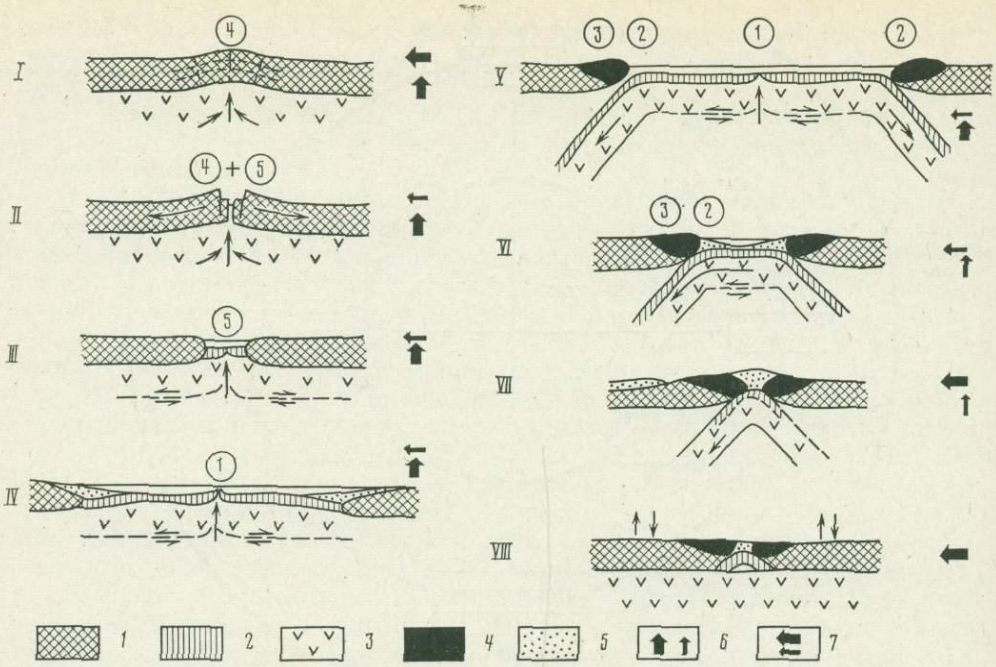
I. Аркогенез (образование купола и рифтообразование — активизация плиты) со стадиями куполообразования (стадия активизации, «аркогенный тип») и рифтообразования (стадия раскрытия, «эмбриональный тип», по Дж. Уильсону).

II. Тектогенез А (раздвигание, развитие геосинклинали) со стадиями раннего дрейфа («юная стадия», по Дж. Уильсону, «красноморский тип») и зрелости (поздняя стадия дрейфа, «атлантический тип»).

III. Тектогенез В (сжатие, орогенно-морфогенное развитие) со стадиями погружения (стадия субдукции, «тихоокеанский тип») и замыкания («средиземноморский тип»).

IV. Эпейрогенез (консолидация, стабилизация плиты) со стадиями глубинных разломов (образование крутых скальных вершин, «гималайский тип») и устойчивости (консолидация, «кратонный тип»).

Отсюда вытекает последовательность тектонических стадий развития, которые, вопреки традиционному представлению, можно объединить в огромный плитотектонический цикл. Это дает основание для понимания процессов, способствующих образованию крупных рудных концентраций. Кинематика происходящих структурных и вещественных процессов характеризуется как вертикальной, так и горизонтальной направленно-

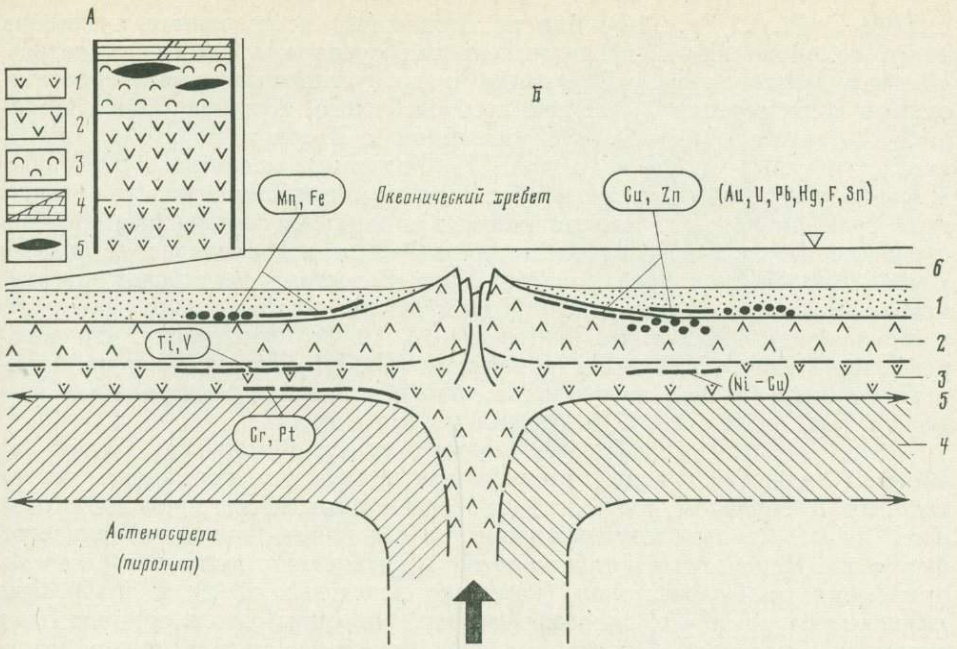


Фиг. 3. Стадии развития плитотектонического цикла с дополнениями по [24, 40, 49, 50]

1 — континентальная кора; *2* — океаническая кора; *3* — верхняя литосфера; *4* — магматиты (известково-щелочная серия); *5* — более молодые осадки; *6* — формации эндогенных месторождений; *7* — формации экзогенных месторождений; типы сульфидных геосинклинальных месторождений и районы их образования (цифры на схеме в кружках): 1 — океанического хребта (Кипрский тип), 2 — внешней островной дуги (Бесхи), 3 — внутренней островной дуги (Куроко), 4 — аркогенный (Раммельсберг), 5 — авлакогенный (Рио Тинто); стадии плитотектонического цикла: *I* — куполообразования (аркогенная), *II* — рифтообразования, *III* — Красного моря, *IV* — атлантическая, *V* — тихоокеанская, *VI* — средиземноморская, *VII* — гималайская, *VIII* — стадия устойчивости (кратон)

стью. Существенно горизонтально направленные процессы тектогенеза (спрединг и сжатие) в основном связаны с океанической корой, а существенно вертикально направленные процессы эпейрогенеза и аркогенеза (*куполообразование и рифтогенез*) — *преимущественно с континентальной* корой. Процесс аркогенеза и его минерализация в основном идентичны процессам сводообразования в понимании Клуса, «автономной активизации платформ», по А. Д. Щеглову [9, 10], «регенерации», соответствующей эндогенной базификации континентальной коры, по В. В. Белоусову [18]. В рамках полного плитотектонического цикла диалектически взаимодействуют не только «мобилистские», но и «фиксистские» процессы (Л. Бауман, 1983 г.).

В процессе плитотектонического развития сульфидных геосинклинальных месторождений можно наметить пять возможных путей их образования (см. фиг. 3): 1) на «атлантической» и «тихоокеанской» стадиях тип месторождений, связанных с океаническим хребтом (современный пример — зона разлома Романш в районе Срединно-Атлантического хребта, мезозойские месторождения на Кипре); 2) на «тихоокеанской» и «средиземноморской» стадиях в районе островная дуга — зона субдукции — тип месторождений, связанных с островной дугой (Бесхи, Япония); 3) *в районах, аналогичных типу* 2, *месторождения, связанные с* внутренней островной дугой (Куроко, Япония); 4) на стадиях куполообразования и рифтогенеза — месторождения аркогенного типа (районы «бассейнов и хребтов», Раммельсберг в ФРГ); 5) на «красноморской стадии» — месторождения авлакогенного типа (современный пример — Красное море, мезозойские авлакогены Бенуэ в Нигерии).



Фиг. 4. Месторождения типа океанического хребта (Кипрский тип)

А — схематический профиль сульфидных геосинклинальных месторождений Кипрского типа, по [35]: *1* — ультрабазиты; *2* — габбро; *3* — толеитовые базальты (пиллоу-лавы); *4* — пелагические осадки и яшмы; *5* — массивные сульфиды; *Б* — срединно-океанический хребет с наиболее важными формациями пород и месторождений (цифры на схеме): 1 — морские осадки (слой 1); 2 — толеитовые базальты и долериты (слой 2; толеиты океанического хребта — ТОХ); 3 — габбро (слой 3); 4 — ультрабазиты (перидотиты и др.), т. е. «нижняя литосфера»; 5 — граница Мохо; 6 — область моря



Фиг. 5. Разрез комплекса Трудос (вертикальный масштаб в 2 раза больше горизонтального) и его стратиграфический состав с рудоносными горизонтами, по [27]

1 — верхнемеловые и третичные образования; *2* — формация Перапедхи; *3* — серия пиллоу-лав (верхняя, нижняя и базальная группы); *4* — расслоенный интрузивный комплекс (граносиениты и диабазы, микродиориты и габбро); *5—11* — плутонический комплекс: *5* — габбро, *6* — оливиновое габбро, *7* — перидотит, пикрит, пироксенит, *8* — дунит, серпентинит, *9* — хромитовые слои, *10* — пирротин-пентландитовые руды, *11* — пирит-халькопиритовые руды; *12* — более молодые разломы

Каждый из этих геосинклинальных типов определяется особым механизмом образования тектонической структуры, с которым генетически связаны магматогенные и седиментогенные процессы и соответствующие формации месторождений.

Месторождения в океанических хребтах (Кипрский тип). В районах океанических хребтов проявлены крупные металлоносные эксгаляции в связи с магматическими процессами — перидотиты, габбровые породы, толеитовые базальты или офиолитовый комплекс эвгеосинклинали с

рудами Cr-Pt, Ni-Fe, Ti-Fe-V и др. Подводные исследования последних лет с помощью научно-исследовательских судов «Академик Курчатов», «Гломар Челленджер», «Валдавия» и др. установили многочисленные рудные концентрации в районах хребтов Тихого, Атлантического и Индийского океанов, а также в Средиземном и Красном морях (в частности, руд Fe, Mn, Cu, Zn и др.; фиг. 4). Указанные элементы существуют в форме металлоносных осадков, а также в вулканических породах в виде сульфидных слоев, вкрапленников и жильной минерализации (например, зона разломов Романш и район Феймес в Атлантическом океане; хребет Карлсберг и зона разлома Мэри Селесте в Индийском океане; хребет Галапагос и Сайэмекс в Тихом океане, который включает руды с содержанием 30% Zn и 6% Cu) [4, 13, 16, 39]. Интересно, что одновременно с сидерофильными элементами (Fe, Mn, Ni, Co, Cr и др.) происходит значительное поступление халькофильных и литофильных элементов (Cu, Zn, Pb, Au, U, Li, Be, Sn (!), Hg и др.).

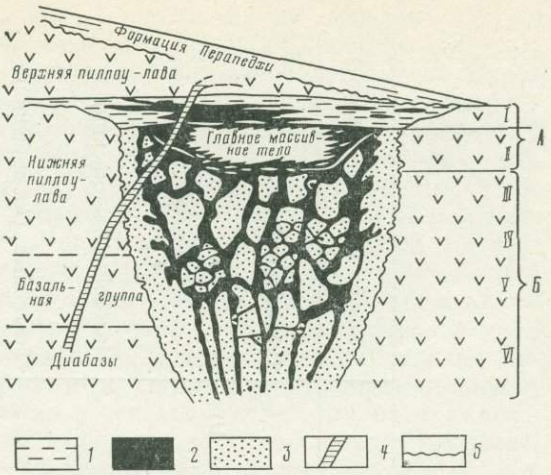
Железо-медные сульфидные месторождения комплекса Трудос на Кипре (Скуриотисса и др.) принадлежат к меловым формациям, состав которых в основном соответствует современным месторождениям (см. фиг. 4, 5). Данные месторождения расположены внутри офиолитовой формации. Перидотиты и габбро образуют основание, выше которого следуют зоны диабазовых жил (комплекс пластовых даек) и диабазовые пиллоу-лавы, которые, в свою очередь, перекрываются кремнистыми сланцами (яшмами). Сульфидные слои находятся внутри пиллоу-зон и в краевой зоне перекрывающих отложений. На месторождениях проявлена структурная и парагенетическая зональность (фиг. 6). В пределах месторождений выделяется нижний языковидный штокверк (поперечное врезание) с пиритовой и халькопиритовой минерализацией в гидротермально-измененных (силицифицированных, хлоритизированных) пиллоулавах. *Протяженность нижнего штокверка по вертикали 760 м* [28]. Над ним размещается стратиформный сульфидный слой (полосчатые и брекчиевые руды с пиритом, халькопиритом, в меньшей степени сфалеритом и пирротином). Верхняя часть состоит из глин с сульфидами и окислами железа («охра»).

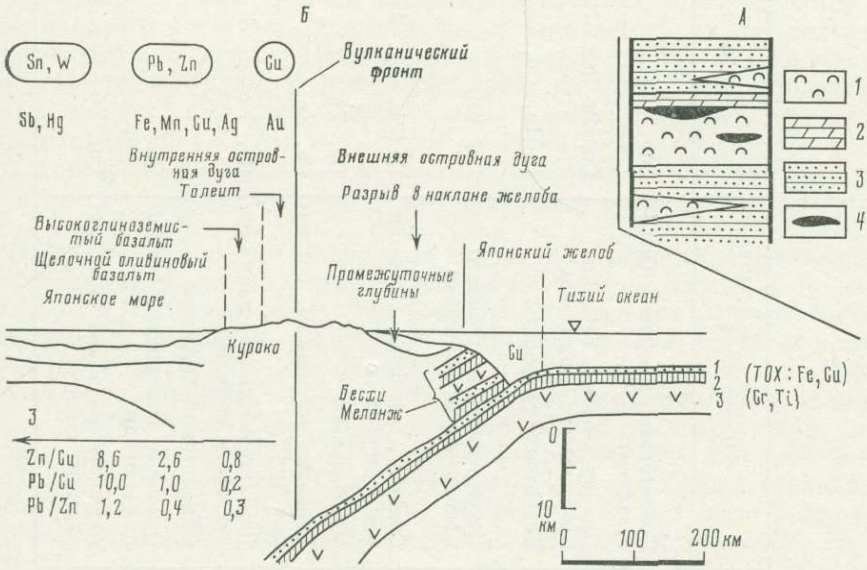
Кипрский тип представляет собой вулканогенно-осадочное месторождение сульфидов диабаз-спилитовой формации эвгеосинклинали («ранней стадии», по В. И. Смирнову). С точки зрения тектоники плит, этот тип всегда приурочен к океанической коре и формируется в основном в зоне спрединга. Эти месторождения повсеместно размещаются в офиолитовых комплексах различного возраста (табл. 1).

Месторождения, связанные с внешней островной дугой (тип Бесхи). Эти стратиформные сульфидные месторождения регионально связаны с внешней (*на океанической стороне*) зоной островных дуг (фиг. 7). Массивные рудные пласты расположены в толщах основных вулканических пород (толеитовые базальтовые породы), соответственно внутри их пограничной области с перекрывающими яшмами, которые переслаиваются с мощными геосинклинальными комплексами граувакк (флишевая формация). В районе Японской островной дуги эти формации подстилаются мощными верхнепалеозойскими геосинклинальными осадочными сериями с перемежающимися базальтовыми породами на юго-западе Хонсю (пояс Санбагава) [45]. Рассматриваемые сульфидные месторождения отличаются по набору формаций и парагенезисам от сульфидных месторождений, связанных с внутренней островной дугой (тип Куроко). Поэтому они рассматриваются как самостоятельный тип сульфидных руд (тип Бесхи) [30, 35], связанный с метаморфическим комплексом Санбагава, который сложен основными породами, пелитовыми, аспидными и кремнистыми сланцами. Многочисленные аналогичные месторождения расположены внутри верхнепалеозойских комплексов метаморфической зоны Хида-Абукума на севере Хонсю. Эволюция месторождений этого типа все еще не выяснена. В основном обсуждаются три возможные обстановки их формирования: 1) развитие океанической коры (спрединг

Фиг. 6. Зональность Кипрских месторождений, по [27]

1 — аргиллит, обогащенный железом, содержащий в основном гетит, лимонит и гематит; *2* — массивные сульфиды; *3* — пропилитизация с рассеянными сульфидами; *4* — послерудная дайка; *5* — несогласие; *А* — осадочная эксгаляционная минерализация (*I* — осадочная зона, *II* — зона массивных сульфидов); *Б* — импрегнационная минерализация в измененных лавах (*III* — сульфиды, заполняющие полость, *IV* — сульфиды на окраине пиллоу-лав, *V* — сульфиды, заполняющие разломы, *VI* — рассеянные пиритовые вкрапления в измененной лаве)





Фиг. 7. Тип месторождений, связанных с внешней островной дугой (тип Бесхи)

А — схематический профиль сульфидных геосинклинальных месторождений типа Бесхи, по [35]: *1* — толеитовые базальты; *2* — пелагические осадки и яшмы; *3* — «геосинклинальные» граувакки; *4* — массивные сульфиды; *Б* — схематический разрез Японской островной дуги с месторождениями типов Бесхи и Куроко: *1* — морские осадки; *2* — толеитовые базальты и долериты (толеиты океанического хребта — ТОХ); *3* — ультрабазиты и базиты

аналогично Кипрскому типу) с последующими осадками на краю шельфа с тектонической чешуйчатой структурой зоны субдукции (меланж) [41]; 2) ранние образования в зоне субдукции [30]; 3) рифтовые формации с базальтовыми поднятиями в зоне субдукции («доарковая геосинклиналь») [45].

Удлиненные и уплощенные формы многих месторождений типа Бесхи указывают на значительную рудную тектоническую деформацию и, вероятно, говорят в пользу варианта 2.

Парагенетический состав сульфидных залежей аналогичен составу месторождений Кипрского типа (пирит, халькопирит, в меньшей степени сфалерит). Отношение Co/Ni сравнительно высокое (>1), соответствующее месторождениям Кипрского типа, но отличается от величин для месторождений типа Куроко [46].

Таблица 1. Месторождения Кипрского типа

Месторождение	Тектоническое положение	Состав пород	Металлы	Возраст (тектонический пояс)
Зона разлома Романш, Атлантический хребет	Океанический хребет	Толеитовые базальты (метабазальты)	Cu	*Современный*
Хребет Карлсберг, Индийский океан	То же	Пиллоу-лавовые базальты офиолитового комплекса	Cu, Zn (Cr, Ni, Sn, U)	»
AMPH DZ, восток Тихого океана	»	Толеитовые базальты	Fe-Mn, Cu, Zn, Ba	»
Трудос, Кипр	Океанический хребет или бассейн тыловой дуги	Пиллоу-лавовые базальты офиолитового комплекса	Cu, Zn	Меловой (Альпийский)
Эргани Маден, Турция	Океанический хребет	Спилиты, диабазы, офиолитовый комплекс	Cu (Zn, Ag, Au)	Третичный (Альпийский)
Леккен, Норвегия	То же	Метабазальты	Cu, Zn	Ордовикский (Каледонский)
Йома, Норвегия	»	Основные вулканиты, осадочные породы	Cu, Zn	То же
Бетс-Кав, Ньюфаундленд	»	Базальтовые пиллоу-лавы офиолитового комплекса	Cu, Zn	Кембрийский — ордовикский (Каледонский)
Блейда, Марокко	»	Офиолитовый комплекс	Cu	Верхнепротерозойский
Сингбхум, Индия	»	Основные вулканиты, осадочные породы	Cu	Протерозойский
Оутокумпу, Финляндия	»	Амфиболиты (офиолиты), хлоритовые сланцы	Cu, Zn	Архейский (Готический цикл)

Месторождения типа Бесхи встречаются на многих островных дугах, определенно установлена их принадлежность только к фанерозою (табл. 2).

Месторождения, связанные с внутренней островной дугой (тип Куроко). Эти сульфидные месторождения образуют важную группу субмаринных геосинклинальных месторождений. Они приурочены к внутренней стороне островной дуги и к краевым морям (бассейны тыловых дуг; см. фиг. 7). Минерализация ассоциирует с известково-щелочными изверженными породами (андезиты, риолиты) и вулканическими обломочными породами, которые, в свою очередь, подстилаются основными (щелочные базальты) и средними изверженными породами и перекрываются железистыми глинистыми и кремнистыми сланцами (фиг. 8). Эти месторождения отличаются разнообразием структурных форм и проявлением различной парагенетической зональности. В вулканических породах минерализация приурочена к разломам и трещинам («поперечное врезание»). Минерализации подвергнуты в основном кварц, пирит и халькопирит. Внутри зон вулканических пород также часто появляются минерализованные эруптивные брекчии. Протяжение нижней залежи по вертикали около 100 м. Она перекрывается стратиформными сульфидными телами с массивными и полосчатыми структурами и текстурами руд. Рудная парагенетическая горизонтальная зональность имеет следующий вид: желтые руды (руды Кейко и Око — кварц, пирит, халькопирит) → → черные руды (руды Куроко — сфалерит, галенит, пирит, тетраэдрит, барит) → барит, ангидрит, гипс → кварц, гематит (яшма). Рудные инфильтрации и проявления возникают также на флангах вулканов, в краевых депрессиях и туфовых и пелитовых отложениях. Субмаринные остаточные руды являются самыми молодыми формациями на флангах вулканов (см. фиг. 8).

В краевых бассейнах происходит дальнейшая концентрация свинцово-цинковой минерализации соответственно металлогенической зональности (см. фиг. 7). Внутри доминирующих фаций осадочных пород (пелиты, известковые доломиты) появляется формация последующих стратиформных разновидностей (бассейновые типы) месторождений типа Куроко. Характерный пример — геосинклинальные свинцово-цинковые месторождения Известковых Альп (месторождения типа Блейберг; табл. 3).

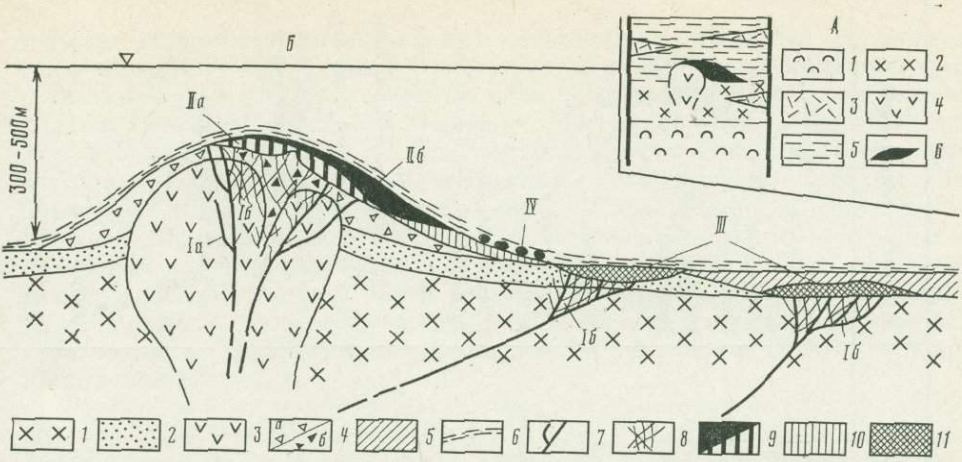
Многие стратиформные сульфидные месторождения, приуроченные к зеленокаменным поясам, рассматривались как архейские эквиваленты месторождений типа Куроко (типа Норанда). От архея до кайнозоя в данном типе месторождений возрастает в рудах содержание Pb, Ba (барит), Ca (ангидрит) и F (флюорит). Формационный состав пород и парагенетический состав руд типа Куроко, несмотря на большую изменчивость, отличаются от руд типов Кипра и Бесхи. Отношение Co/Ni в пиритах здесь ниже ($\leqslant 1$) по сравнению с месторождениями типа Кипра и Бесхи [45].

Месторождения типа Куроко представлены разнообразными богатыми рудами, распространенными во многих регионах мира и в пределах различных геологических периодов (см. табл. 3). К ним относятся крупные скопления цветных металлов. Эти месторождения всегда связаны с геосинклинальными (орогенными) областями континентов (кератофир-андезит-порфировая формация) и с районами островных дуг молодых континентальных окраин (известково-щелочные породы базальт-андезито-риолитовой серии). С точки зрения тектоники плит, месторождения этого типа образуют формации, относящиеся к зоне субдукции. Для архейских месторождений предполагается особый процесс их формирования, отличающийся от нового процесса субдукции.

Месторождения аркогенного типа (тип Раммельсберг). Этот субмаринный гидротермально-осадочный тип месторождений геосинклинальной стадии, по Х. Борхерту и О. Эльснеру, также имеет мировое экономическое значение. Хотя структуры и парагенетический состав руд достаточно хорошо изучены, однако их геотектоническое положение все еще дискутируется. В то время как процессы образования сульфидных гео-

Таблица 2. Месторождения типа Бесхи

Месторождение	Тектоническое положение	Состав пород	Металлы	Возраст (тектонический пояс)
Принц Вильям Саунд, Аляска	Островная дуга	Пиллоу-лавовые базальты	Cu, Zn	Третичный (?)
Матахамбре, Куба	То же	Мафические вулканиты, флиш	Cu	Юрский
Альпийский «Кислягер», Австрия, Италия	»	Основные вулканиты, осадочные породы	Cu, (Al)	» (Альпийский)
Бесхи (пояс Санбагава), юго-запад Японии	Внешняя островная дуга	Мафические матавулканиты, граувакки, яшмы	Cu, Zn	Каменноугольный
Хитахи (пояс Абукума), северо-восток Японии	То же	Мафические метавулканиты, флиш	Cu, Zn	»
Редхаммер, Норвегия	Островная дуга	Мафические метавулканиты, кристаллические сланцы, кварцит	Cu	Ордовикский (Каледонский)
Киллингдал, Норвегия	То же	Роговообманково-хлорит-кварц-слюдяные сланцы	Zn, Cu	»
Скоровас, Норвегия	Неразвившаяся островная дуга	Толеитовые и кератофировые метавулканиты	Zn, Cu	»
Хиксбар, Филиппины	Островная дуга (?)	Метавулканические и метаосадочные породы	Cu, (Au, Ag)	Ордовикский



Фиг. 8. Месторождения, связанные с внутренней островной дугой (тип Куроко)

А — схематический профиль сульфидных геосинклинальных месторождений типа Куроко, по [35]: *1* — толеитовые вулканические породы (частично риллоу-породы); *2* — известково-щелочные вулканические породы и туффиты; *3* — пирокласты; *4* — риолиты; *5* — кислые туфы; *6* — сульфиды с ангидритом, баритом; *Б* — рудные месторождения типа Куроко, по [47]: *1* — риолитовые лавы и пирокласты; *2* — туффитовые осадки; *3* — риолиты; *4* — брекчия эксплозивных пород (*а* — неминерализованная, *б* — минерализованная); *5* — черные сланцы (частично с ангидритом и гипсом); *6* — глинистые сланцы, подстилаемые железистыми кварцитами, и сланцеватая глина; *7* — жилы; *8* — штокверк с прожилками («поперечное врезание»); *9* — полосчатые и массивные сульфиды, перекрываемые баритом; *10* — ангидрит, гипс; *11* — рудные инфильтрации и замещения в неуплотненных осадках; *I—IV* — типы месторождений и руд: *I* — трещинный тип (*а* — жилы; *б* — зона прожилков, «поперечное врезание» с рудными вкраплениями и метасоматизмом), *II* — стратиформный (*а* — желтые руды «Кейко», *б* — черные руды «Куроко»), *III* — обусловленные инфильтрацией и замещением, *IV* — субмаринные остаточные руды (механическое выветривание)

синклинальных месторождений типов Кипра, Бесхи и Куроко связаны с океанической корой, формирование месторождений типа Раммельсберг относится к континентальной коре (интраконтинентальные формации). Формирование их происходит на первой стадии плитотектонического развития при активизации континентальной платформы (см. фиг. 3).

Термин «аркогенез», введенный Е. В. Павловским [6], используется в смысле, указанном И. В. Корешковым [5]. Начало аркогенеза (тектономагматическая активизация платформы) обусловлено процессами, происходящими в верхней мантии и вызывающими существенное воздействие на участки континентальной платформы — вертикальные конвективные течения («плюмы»), мантийная активизация (дегазация мантии → формирование магмы → магматический диапиризм) и мантийно-коровое куполообразование («горячие точки», поднятия). Реакция континентальной коры на усиливающееся поднятие обычно развивается в двух направлениях (фиг. 9): 1) образование сводовых структурных депрессий как реакция релаксации на воздымание (тафрогенез) с клинообразными смещениями, а также рост блоковых участков в основном при фиксистских условиях на плитах (структуры бассейнов и хребтов, горста и грабена, см. фиг. 9, *а*); 2) переход к рифтовой стадии с последующим мобилистским рифтообразованием на плите и началом процессов спрединга (см. фиг. 9, *д*, *е*).

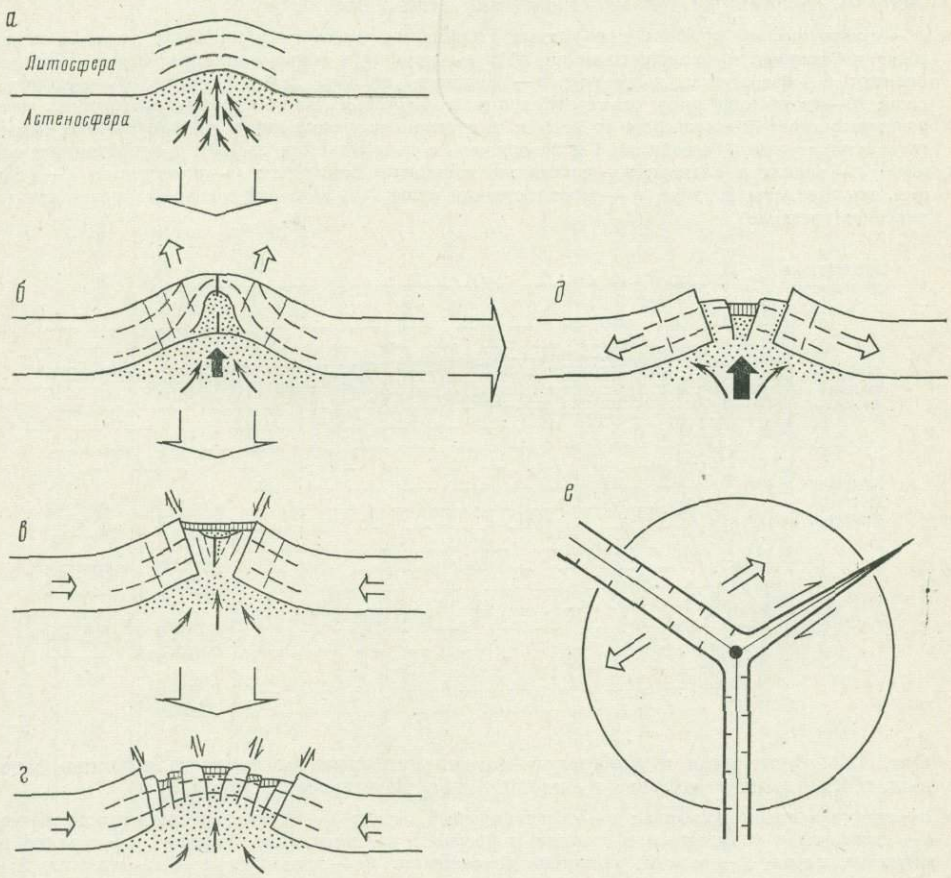
К этим стадиям развития следует относить интраконтинентальные месторождения типа Раммельсберг. В тектонических бассейновых структурах 1, 2 и 3 порядков (бассейн и хребет, горст и грабен, поднятие и прогиб) расположены формации осадочных пород (псаммитовые пелитовые аспидные сланцы и доломитовые известняковые породы, местами кремнистые сланцы, сапропелиты, эвапориты), с которыми переслаиваются лишь тонкие вулканогенные продукты (базальтовые и риолитовые туфы) (фиг. 10). Сульфидные слои часто не проявляют прямой связи с

Таблица 3. Месторождения типа Куроко

Месторождение	Тектоническое положение	Состав пород	Металлы	Возраст (тектонический пояс)
		Подтип вулканического пояса (Zn, Cu)		
Вулкано, Италия	Островная дуга	Трахитовые породы	Fe, Ba	Современный
Бану Вуху, море Сулавеси	То же	Андезито-дацитовые породы	Fe, Mn, (Cu, Zn, Ba)	»
Куроко, северо-восток Японии	Внутренняя островная дуга	Кислые вулканиты, пирокласты	Zn, Cu, Pb, (Ag)	Миоценовый
Фиджи, Новые Гебриды	*Океаническая островная дуга*	Базальт-андезито-риолитовый комплекс	Zn, Cu, Pb, (Au, Ag, Ba)	Плиоценовый
Кампо Морадо, Мексика	Островная дуга	То же	Zn, Pb, Cu, (Au, Ag, Ba)	Позднемеловой
Уруп (Кавказ), СССР	То же	Базальт-андезито-риолитовый комплекс, туфы	Cu, Zn Pb	Девонский
Горы Морган (Квинсленд), Австралия	»	Андезит, риолит, пирокласты, яшмы	Cu, (Zn, Au)	»
Буханс, Ньюфаундленд	»	Базальт-андезито-риолитовый комплекс, дацитовый купол	Zn, Cu, Pb,(Au, Ag, Ba)	Силурийский
Авока, Ирландия	»	Известково-щелочной комплекс	Zn, Cu, Pb	Ордовикский
Розбери и горы Лайэль, Тасмания	»	Базальт-андезито-риолитовый комплекс	Zn, Cu, Pb, (Au, Ag, Ba)	Кембрийский
Джером (Аризона), США	*Островная дуга (?)*	*Кислые пирокласты, хлоритовые сланцы*	Cu, Zn, (Ag, Au)	Протерозойский
Норанда (Квебек), Канада	Зеленокаменный пояс (Абитиби)	Кислые пирокласты	Zn, Cu, (Au, Ag)	Архейский (2,6—3,0 млрд. лет)
Кид Крик (Квебек), Канада	То же	Риолитовые метавулканиты, яшмы, черные глинистые сланцы	Zn, Cu, (Pb, Sn)	» (2,6—3,0 млрд. лет)
Илгарн, запад Австралии	Зеленокаменный пояс	Ультрамафические породы, «вулканические» осадки	Zn, Cu, (Ni)	» (2,6—3,0 млрд. лет)
Монс Капри (Пилбара), Австралия	То же	Мафические фельзитовые породы	Zn, Cu, (Pb, Ba)	» (около 3,1 млрд. лет)
Фалун, Швеция	Лептитовая формация	Мафические фельзитовые метавулканиты	Zn, Cu, Pb, (Au, Ag)	» (3,0—3,5 млрд. лет)
Болиден (район Скеллефте), север Швеции	То же	То же	Cu, Zn, As, (Co, Au, Ag)	» (3,0—3,5 млрд. лет)
		Подтип бассейна тыловой дуги (Pb, Zn)		
Блейберг, Австрия	Бассейн тыловой дуги	Мафические фельзитовые туфы, известняки, доломиты	Pb, Zn, (Ba, F)	Триасовый (Альпийский)
Межика, Югославия	То же	Кератофиры, порфириты, известняки, доломиты	Pb, Zn, (Ba, F)	То же
Горно, Италия	»	Диориты, порфиры	Zn, Pb, (F, Ba)	»
Седмочисленики, Болгария	»	Известняки, доломиты	Pb, Zn, Cu	»
Иглезиас (Сардиния), Италия	»	Кератофиры, порфиры, известняки, доломиты	Pb, Zn, Cu, (Ag, Ba)	Кембрийский
Блейквасли, Норвегия	Бассейн тыловой и островной дуг	Кристаллические сланцы, гнейсы, амфиболиты	Pb, Zn, (Cu, Sn)	Палеозойский

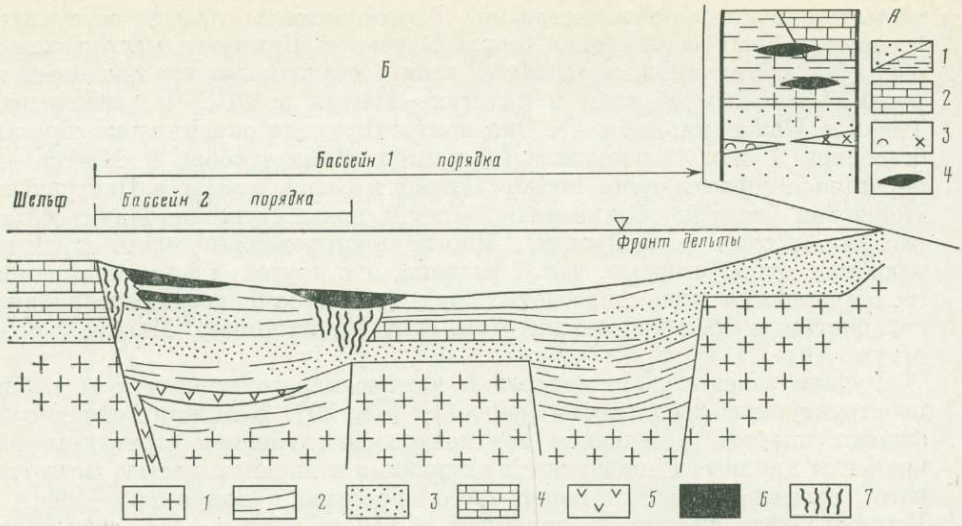
магматогенными (вулканогенными) формациями. В отличие от вулканогенно-осадочных образований типов Куроко и Кипр эти месторождения образуют эксгаляционно-осадочные слои с осадочными вмещающими породами (главным образом в пелитах — Мегген в ФРГ; в карбонатах — Тинаф в Ирландии; табл. 4). Они контролируются окраинными сбросами бассейнов 1 или 2 порядков (например, Раммельсберг и Мегген — по окраинным сбросам трога Гослар; Тинаф и Силвермайнес в Центральном Иришском бассейне; Салливан в бассейне пояса Пурселл; Маунт-Айза в разломном троге р. Лейхардт). Многие месторождения часто ограничиваются, с одной стороны, зоной разлома, а с другой — зоной постепенного обеднения в виде полосчатых руд (частично синседиментационных складчатых и брекчированных) (см. фиг. 10; например, Мегген, Тинаф, Маунт-Айза).

Рудные залежи часто проявляют четкую парагенетическую и частично структурную зональность (фиг. 11) [25, 29]. В нижних слоях сульфидных пластов, в основном под контролем глубинной структуры, развиваются крупные штокверки с прожилками и вкрапленностью минерального вещества (зоны поперечного врезания, например Книст в Раммельсберге, кварцевые доломиты в районе Маунт-Айза, турмалини-



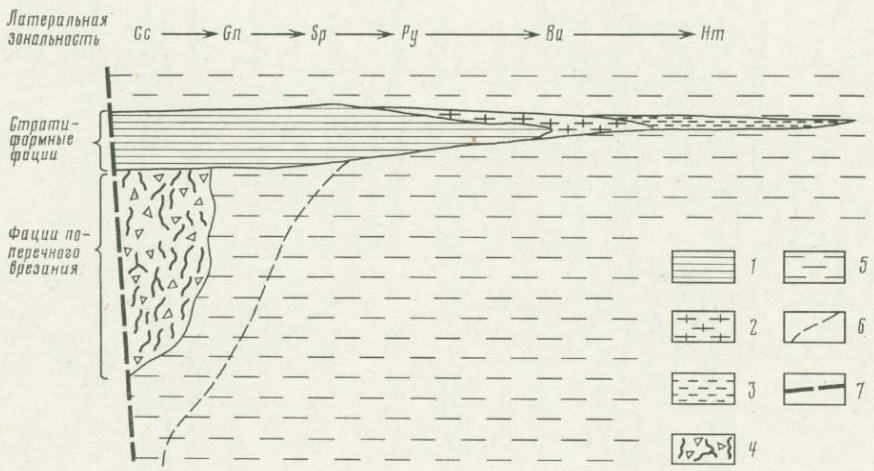
Фиг. 9. Формы развития аркогенеза

а — куполообразование мантии и коры — формирование термического купола под действием восходящего конвективного потока, а также начало активизации мантии с процессами мантийной дегазации и образования магмы (плюмы); *б* — последующее воздымание коры (аркоген 1 порядка) — восходящие мантийные расплавы (мантийный диапиризм); *в* — образование разломов, в частности осевой структурной депрессии (аркогенные структуры 2 порядка); *г* — последующие тектонические разломы (структуры «бассейнов и хребтов» или аркогенные структуры 2 и 3 порядков); *д* — стадия рифтообразования с раскрытием «тройных контактов» и дрейфом плит; *е* — «тройные контакты» с двумя активными и одной неактивной структурами



Фиг. 10. Аркогенный тип месторождений (тип Раммельсберг)

А — схематический профиль сульфидных геосинклинальных месторождений типов Раммельсберг и Салливан с дополнениями по [35]: *1* — крупно- и мелкозернистые осадки, глинистые сланцы; *2* — известняки, доломиты; *3* — основные, кислые лавы и туфы; *4* — сульфидные слои; *Б* — геотектоническая схема субмаринных гидротермально-осадочных сульфидных месторождений типов Раммельсберг и Мегген; месторождения связаны с интраконтинентальными геосинклинальными бассейнами 1 и 2 порядков, с дополнениями по [29]: *1* — континентальная кора; *2* — аспидные сланцы; *3* — песчаники, глинистые песчаники; *4* — известняки; *5* — основные, кислые лавы и туфы; *6* — стратиформные руды; *7* — зона минеральных прожилков (поперечное врезание)



Фиг. 11. Структурная и минералого-фациальная зональность эксгаляционно-осадочных геосинклинальных месторождений типа Раммельсберг, по [29]

1 — стратиформные сульфиды; *2* — стратиформный барит; *3* — стратиформные окислы железа; *4* — сульфиды с поперечным врезанием и брекчия; *5* — вмещающие осадки; *6* — граница измененных пород; *7* — разлом; принятые сокращения: *Cc* — халькопирит, *Gn* — галенит, *Sp* — сфалерит, *Py* — пирит, *Ba* — барит, *Hm* — гематит

зированная брекчия в Салливане). Эти зоны перекрываются стратиформными сульфидными рудами (массивные руды «Мелирт», а также полосчатые руды). Горизонтальная зональность следующая: кварц/пирит/халькопирит (частично в виде поперечного врезания) — галенит—сфалерит—пирит/марказит — барит—кварц/гематит.

В зависимости от фации вмещающих осадочных пород выделяются два подтипа месторождений, соответствующих определенным преоблада-

Таблица 4. Месторождения типа Раммельсберг

Месторождение	Тектоническое положение	Состав пород	Металлы	Возраст
		В пелитах (с вулканическим материалом)		
Солтон-Си (Калифорния), США	Трог, грабен	Риолитовый комплекс	Zn, Pb, Cu, (Ag, As)	Современный
Челекен (Каспийское море), СССР	Грабен		Pb, Zn	»
Раммельсберг, ФРГ	Варисканская впадина	Пелагические темные глинистые сланцы, алевролиты, туфы	Zn, Pb, Cu, Ba (Ag)	Девонский
Мегген, ФРГ	То же	Темные глинистые сланцы	Zn, Ba, (Pb)	»
Том, Канада	Сельвинский бассейн	Яшмы, глинистые сланцы, алевролиты	Zn, Pb, Ba	Девонский — миссисипский
Каратау, СССР	Казахстанский бассейн	Глинистые сланцы	Zn, Pb, Ba	Девонский
Кобар, Австралия	Кобарская впадина	То же	Zn, Pb, Cu	»
Дактаун, США	Формация Аше (Теннесси)	Граувакки	Cu, Zn	Протерозойский
Гамсберг, Южная Африка	Интраконтинентальный рифт (комплекс Бушменленд)	Аспидные сланцы	Zn, Pb, Ba	Верхнепротерозойский
Салливан (Британская Колумбия), Канада	Интраконтинентальный рифт (Парсельский бассейн)	Песчаники, алевролиты	Zn, Pb, (Sn)	»
Завар, Индия	Формация Аравалли (Раджастан)	Аспидные сланцы	Zn, Pb, (Cu)	»
		В карбонатных породах (без вулканического материала)		
Горни Слацк, Польша	Бассейны, грабен (Байтом, Олкусц и др.)	Алевролиты, доломиты, известняки	Zn, Pb, (Cd)	Триасовый
Район Миссисипи—Миссури, США	Бассейны (Интериа Лоулендс)	Доломиты, известняки	Zn, Pb, Ba, F, (Cu, Mn)	Палеозойский
Тинаф, Ирландия	Центральный Иришский бассейн	Известняки, микриты, доломиты	Zn, Pb, (Cu, Ba)	Каменноугольный
Силвермайнес, Ирландия	То же	Известняки, доломиты, яшмы, глинистые сланцы	Zn, Pb, Ba	»
Римак, Канада	Комплекс Лардо	Карбонатные породы	Zn, Pb	Кембрийский
Маунт-Айза (Квинсленд), Австралия	Интраконтинентальная рифтовая зона (долина р. Лейхардт)	Доломитовые глины, алевролиты	Zn, Pb, Cu	Среднепротерозойский (1,5 млрд. лет)
Мак-Артур, Австралия	Интраконтинентальная рифтовая зона (бассейн р. Мак-Артур, впадина Баттен)	Доломиты, алевролиты, песчаники, эвапориты	Zn, Pb	То же
Раджпура-Дариба, Индия	Формация Доараваллийская (Раджастан)	Метаморфизованные карбонатные породы	Zn, Pb, Cu	Нижнепротерозойский (2,5 млрд. лет)

ющим катионам (см. табл. 4): а) месторождения, связанные в основном с псаммитовыми пелитовыми породами (с небольшим количеством вулканического материала) и с катионами Fe, Cu, Zn, Pb, Ba, а также частично с Sn, Mo, Ag (например, Мегген в ФРГ, Салливан в Канаде); б) месторождения, связанные главным образом с отложениями известковых доломитов (без вулканического материала, телетермальный тип) и с катионами Pb, Zn, Fe, Ba, F, а также частично с Sb, As, W (например, Тинаф в Ирландии, Маунт-Айза в Австралии, местами в районе Миссисипи—Миссури в США).

Месторождения обоих подтипов широко распространены и проявлены *не только в докембрии, но и в фанерозое вплоть до современного периода* (см. табл. 4). К ним относятся наиболее значительные в настоящее время месторождения цветных металлов (например, Маунт-Айза и Мак-Артур в Австралии, район Миссисипи—Муссури в США).

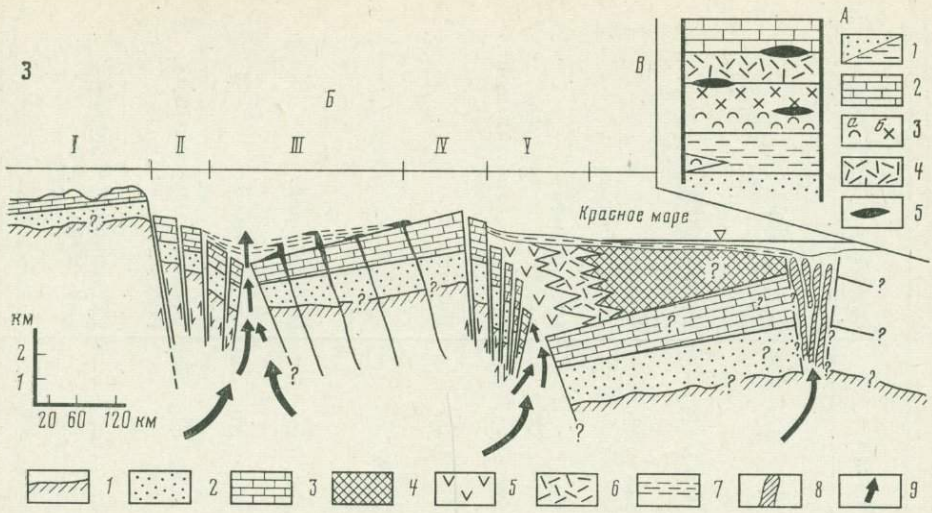
Месторождения авлакогенного типа (тип Рио Тинто). Проблема происхождения месторождений этого типа прояснилась из данных, полученных в результате интенсивных исследований морской геологии последних лет в Красном море и в океанах [13—15, 36—39, 48]. Их плитотектоническое положение является результатом перехода от аркогенной стадии куполо- и рифтообразования к стадии начального раздвигания (стадия Красного моря) с нарастающим базальтовым вулканизмом (щелочной магматизм) и формированием океанической коры (межконтинентальная эвгеосинклиналь; см. фиг. 3 и 9). Фоссилизированные образования этого типа представлены авлакогенами, которые часто развиваются из «неудавшихся рифтов тройных контактов», где в связи с ограниченными процессами растяжения и погружения формируется неоднородная *серия осадочных пород (континентальные, неритовые, пелагические)* и магматитов (интрузивные и эффузивные, субмаринные и субаэральные) с соответствующими месторождениями. Примерами таких структур (кроме образований Красного моря) являются авлакоген Бенуэ в Нигерии, грабен Дамара в Намибии, части Восточно-Африканской системы рифтов и грабенов, авлакоген Донецка в СССР, авлакоген Атапусков в Канаде и др. [23, 32, 33].

Сульфидные геосинклинальные месторождения в авлакогенах связаны с осадочными породами (псаммит-пелиты, карбонатные породы, эвапориты) и с вулканитами основного и кислого состава (оливиновые базальты, спилиты, кератофиры, пирокласты, «шальштейн») (фиг. 12). Для центральных осей рифтов характерны «горячие рассолы», способствующие отложению слоистых металлоносных осадков в морфологически благоприятных субмаринных местных бассейнах (впадины Атлантик-II и Дискавери в Красном море; установлено содержание следующих металлов: до 29% Fe, 20% Zn, 1,3% Cu, а также Pb, Ag, Au, Ba и др. [19]).

Если структуры траппов мало изменены, то возникает дифференцированное осаждение и образуется зональность — области накопления цветных металлов (центр бассейна) и железо-марганцевых руд (окраина бассейна) [17].

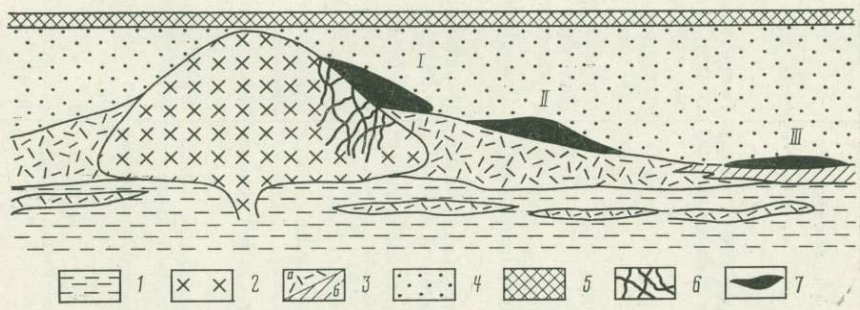
В авлакогенных бассейнах проявлены три седиментационных процесса: 1) нормальная детритовая неорганохимическая биогенная морская седиментация; 2) вулканические экструзии (лавы от основных до кислых, туфы); 3) *эксгаляционно-гидротермальные осаждения сульфидов металлов* (Zn, Cu, Fe, Pb и др.), железо-марганцевых окислов, карбонатов, сульфатов, силикатов.

На основании различных комбинаций элементов в месторождениях можно выделить несколько типов парагенеза (табл. 5): а) Fe-Cu, Zn-Pb, Ag, Au, Ba (Рио Тинто в Испании; фиг. 13), что соответствует «расширенному типу Лан-Диль», по [21]; б) Pb-Zn-Cu-Ba-Mn (в миоценовых окраинах Красного моря, например, Умм-Грефат в Египте; несколько месторождений в авлакогенах Бенуэ, Нигерия, и Дамара, Намибия); в) Hg-Sb-Fe, ±F, Ba, As (*Альмаден в Испании; Донецкий авлакоген в*



Фиг. 12. Месторождения авлакогенного типа (тип Рио Тинто)

А — схематический профиль сульфидных геосинклинальных месторождений типа Рио Тинто: *1* — тонко- и крупнозернистые осадки и аспидные сланцы; *2* — известняки, доломиты, эвапориты; *3* — основные (*а*) и кислые (*б*) лавы; *4* — вулканические обломки, «шальштейн»; *5* — сульфидные слои; *Б* — частичный профиль авлакогена Красного моря с характерными тектоническими структурами, осадочными и магматическими формациями, по [26]: *1* — континентальная кора; *2* — песчаники, глинистые сланцы; *3* — карбонатные породы, ангидрит; *4* — эвапориты (ангидрит, галит); *5* — основные вулканические породы (базальты Афар); *6* — морские пирокласты; *7* — более молодые осадки (частично с сульфидными металлоносными месторождениями); *8* — рифтовые интрузии; *9* — оливиновые базальты (базальты Аден); *I* — Эфиопское плато; *II* — уступ; *III* — депрессия Данакиль; *IV* — Данакильские Альпы; *V* — Прибрежная равнина



Фиг. 13. Структурные типы вулканогенно-осадочных геосинклинальных месторождений Рио Тинто, Испания, по [11]

1 — черные мергелистые сланцы с прослоями кремнистых туфов; *2* — кварцевый кератофир; *3* — нижние туфы вблизи вулкана (*а*) и в отдалении от него (*б*); *4* — вулканические туфы; *5* — кремнистые сланцы, обогащенные железом и марганцем; *6* — прожилки с поперечным врезанием; *7* — сульфидные слои; *I* — вулканические пограничные руды (выше зоны поперечного врезания: Сан-Мигель, Ла-Зарца, Рио Тинто), *II* — рудные слои на вулкане вблизи туфов (Сан-Платон, Консепсьон), *III* — частично перерожденные руды на отдаленных вулканических туфах и мергелистые глинистые сланцы (Нуво Сотьель)

СССР); г) W-Sb-Hg (Фельберталь в Австралии); д) Sn-Cu-Zn (Кливленд и купол Ренисон в Австралии).

Кроме того, месторождения имеют разнообразные форму (поперечное врезание, вкрапления, метасоматиты, скарны, стратиформные слои), а также зональность структур и минеральных фаций (см. фиг. 13). Пронизанные жилами штокверки (частично с эффузивными брекчиями) перекрываются стратиформными массивными рудами, которые в направлении краевых зон переходят в полосчатые и импрегнационные руды.

Таблица 5. Месторождения типа Рио Тинто

Месторождение	Тектоническое положение	Состав пород	Металлы	Возраст
Впадина Атлантик-II	Авлакоген Красного моря (вулканическая рифтовая зона)	Толеитовые базальты, пелагические мергели, карбонатные породы, эвапориты	Zn, Cu, Pb, (Mn, Ag, Cd, Ba)	Современный
Умм-Грефат, Египет	Авлакоген Красного моря	Песчаники, глины, карбонатные породы	Zn, Pb, (Cu, Mn, Ba)	Мезозойский
Впадина Бенуэ, Нигерия	Авлакоген Бенуэ	Мафические фельзитовые и щелочные породы, песчаники, карбонатные породы	Zn, Pb, Cu, (Sn, Nb, W, U)	Меловой
Грабен Люкапа, Ангола	Бассейн рифтовой долины	Щелочные породы, карбонатиты, кимберлиты	Zn, Pb, Cu	Мезозойский
Рио Тинто, Испания	Интраконтинентальная рифтовая зона (район Хуэльва)	Кератофировые вулканиты, аспидные сланцы	Cu, Zn, Pb, (Au, Ag, Sn, Ba)	Нижнекаменноугольный
Горы Есеник, ЧССР	Интраконтинентальная рифтовая зона, эвгеосинклиналь	Диабазовые и кератофировые вулканиты	Zn, Cu, Pb, (Ba)	Девонский
Эйнхейт, ГДР	Комплекс Эльбингероде	Кератофировые вулканиты	FeS_2, (Zn, Cu)	»
Пояна-Руска, Румыния	Интраконтинентальная подвижная зона	Амфиболиты, кератофир-риолитовый комплекс	Zn, Pb, Cu	»
Вудлаун (Тасмания), Австралия	Интраконтинентальная рифтовая зона	Известково-щелочные породы	Zn, Pb, Cu, (Sn)	Силурийский
Батерст-Ньюкасл (Нью-Брансуик), Канада	Интраконтинентальный рифт (вулканическая кальдера)	Мафические фельзитовые породы	Zn, Pb, Cu, (Ag, Sn)	Ордовикский
Брокен-Хилл, Австралия	Вулканическая рифтовая зона	Мафические фельзитовые породы, кристаллические сланцы, кварциты, гнейсы	Pb, Zn, (Cu, Sb, Sn, Mo, Ti, Mn)	Среднепротерозойский (1,8 млрд. лет)
Скеллефте-Виханти, Скандинавия	Интраконтинентальная рифтовая зона	Мафические фельзитовые породы	Zn, Cu, (Ba)	Среднепротерозойский (1,9 млрд. лет)

Таблица 5 (окончание)

Месторождение	Тектоническое положение	Состав пород	Металлы	Возраст
Атапусков, Канада	Авлакоген Атапусков (Большое Невольничье озеро)	Песчаники, аспидные сланцы	U, (Pb, Zn)	Среднепротерозойский
Донецк, СССР	Донецкий авлакоген	Мафические фельзитовые магматиты и вулканиты	Hg, Sb, F, (Ba, Zn, Pb, Au)	Палеозойский — мезозойский
Калесик, Турция	*Рифтовая долина*	Кислые пирокласты, песчаники, алевролиты, известняки	Hg, (As)	Силурийский — девонский
Альмаден, Испания	Бассейн рифтовой долины (Сьерра-Морена), эвгеосинклиналь	Диабазы, кварциты, аспидные сланцы	Hg, (Sb)	Ордовикский
Фельберталь, Австрия	Рифтовый бассейн (?), серия Хабах	Кварциты, *карбонатные породы*, амфиболиты	W, (Mo, Sb, Cu, Sn, Be)	Нижнепалеозойский
Биндал, север Норвегии	Рифтовый бассейн (?)	Роговообманковые гнейсы, *мраморы, реакционные скарны*	W	»
Сандонг, Южная Корея	То же	Гранат-эпидотовые скарны (серия Майобонг)	W	Кембро-ордовикский
Кинг-Айленд (Тасмания), Австралия	Тасманская геосинклиналь (рифтовый бассейн или островная дуга?)	Конгломераты, *доломиты*, основные туфы	W, (Mo, Cu, Zn)	Нижнепалеозойский
Кливленд (Тасмания), Австралия	То же	*Граувакки, глинистые сланцы*, яшмы, вулканиты основного состава	Sn, Cu, (Zn, W)	Кембрийский
Купол Ренисон, Австралия	»	*Карбонатные породы*, глинистые сланцы, яшмы, вулканиты основного состава	Sn, (Cu, Zn)	Нижнекембрийский
Эрсдален, север Норвегии	*Интраконтинентальная рифтовая зона* (?)	Амфиболиты	W, Mo	Верхнепротерозойский (1,5 млрд. лет)
Район Енисейска, СССР	То же	Кварциты, кристаллические сланцы	W	*Протерозойский*
Буловайнская система, Зимбабве	Зеленокаменный пояс	Ультрамафические сланцы, скарны	W	Архейский (2,9 млрд. лет)

Горизонтальная последовательность катионов в сульфидах обычно имеет следующий порядок: Fe—Cu—(Zn—Pb—Ag—Ba—F)—(W—Sb—H).

Месторождения авлакогенного типа обладают самым широким спектром элементов. Поэтому металлогеническая классификация некоторых из этих месторождений полностью еще не разработана.

ПЛИТОТЕКТОНИЧЕСКИЙ ЦИКЛ И ТИПЫ СУЛЬФИДНЫХ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Анализ сульфидных геосинклинальных месторождений показывает, что их в основном можно разделить на пять генетических типов (табл. 6). Месторождения каждого типа характеризуются определенным плитотектоническим положением, а также типичными формациями магматических и осадочных пород и наборами металлов (катионов). Частично можно провести параллель между этими типами месторождений и известными в настоящее время вариантами нормального развития стратиформных месторождений в рамках «классической» геосинклинальной теории. Они соответствуют аналогичным образованиям четырех металлогенических типов геосинклинального развития (A, B, C, D), по Ю. А. Билибину и В. И. Смирнову. Наиболее главные металлогенические факторы и признаки дают возможность распознавать многие сульфидные месторождения рассмотренных типов [12].

Новая генетическая концепция образования сульфидных геосинклинальных месторождений на основе тектоники плит, несмотря на наличие еще многих неизученных вопросов, позволяет более полно охарактеризовать особенности этих месторождений. Металлогеническое положение их становится более понятным и определенным на основе расширенного и разнообразного представления о генетическом комплексе. Из выделения указанных выше крупных стадий плитотектонического цикла (аркогенез, тектогенез А и В, эпейрогенез; см. фиг. 2), обзора структур, вещественного состава и длительности процессов вытекает представление о значительном причинно обусловленном, плитотектоническом и металлогеническом цикле. При этом объединяются главные процессы формирования месторождений, связанные с развитием как континентальной (с преобладающей вертикальной ориентацией), так и океанической коры (в основном с горизонтальной ориентацией процессов). В ходе этого развития сульфидные геосинклинальные месторождения занимают определенное тектоно-металлогеническое положение (фиг. 14).

В результате проведенных исследований можно сделать следующие важные выводы.

1. Процессы формирования и характеристика сульфидных геосинклинальных месторождений исходят из развития плитотектонического цикла, т. е. все структурные и фационально-минералогические типы месторождений выделяются на определенной стадии его развития (см. фиг. 3).

2. Учитывая конкретные тектонические, литологические (магматические и осадочные) и генетические условия накоплений, следует различать пять типов сульфидных месторождений (см. фиг. 14, табл. 6).

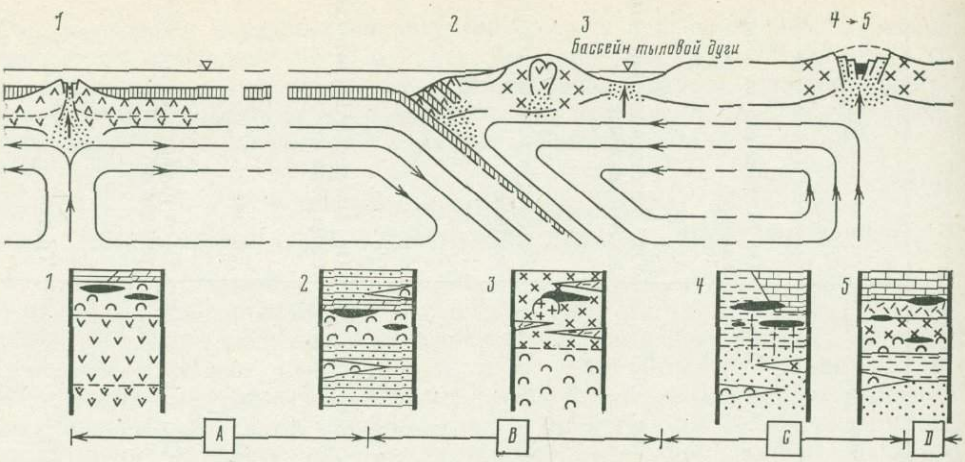
A. Кипрский тип — формирование океанической коры в процессе спрединга; этот тип связан с зоной срединно-океанических хребтов и мантийной конвекцией с ее характерным веществом (формации пород, растворы, металлы).

B. Типы Бесхи и Куроко образуются в результате изменений океанической коры в процессе субдукции и связаны преимущественно с островными дугами; возможно, месторождения типа Куроко включают наибольшее число сульфидных геосинклинальных месторождений; в связи с различными тектоническими и литологическими условиями формирования могут быть выделены различные месторождения (Куроко, Блейберг, зеленокаменные пояса).

C. Тип Раммельсберг — формирование континентальной коры в результате активизации тектонической платформы (по А. Д. Щеглову) под

Таблица 6. Характерные особенности главных типов сульфидных «геосинклинальных месторождений»

Тип месторождения	Тектоническая обстановка	Вмещающие породы		Металлы	Возраст
		магматические	осадочные		
Кипр	Океанический хребет, океанические условия, бассейн тыловой дуги (эвгеосинклиналь)	Толеитовые базальты (пиллоу-лавы), офиолиты	Пелагические осадки, яшмы	Cu, (±Zn, Au, Ag)	От архейского до современного
Бесхи	Внешняя островная дуга (с «меланжем»); *неразвившаяся* островная дуга	*Мафический метавулканический* материал (пиллоу-лавовые базальты, амфиболиты)	*Флишевая* формация, яшмы, хлоритовые сланцы, граувакки	Cu, Zn, (Au, Ag)	От раннепалеозойского до третичного
Куроко	Внутренняя островная дуга; зрелая островная дуга	Известково-щелочные базальт-андезито-риолитовые; пирокластический кислый вулканический материал, включения метатуфов	Пелагические — неритовые осадки, аспидные сланцы, кристаллические сланцы, гнейсы, зеленокаменные породы	Zn, Cu, Pb, (Ag, Au)	От архейского до современного
	Бассейн тыловой дуги	То же	Карбонатные породы	Zn, Pb, (Ba, F)	То же
Раммельсберг	*Аркогенное* куполообразование и рифтообразование в обстановке континента	Базальт-риолитовые лавы, туфы	Континентальные — неритовые пелагические осадки, аргиллиты, аспидные сланцы	Pb, Zn, (±Cu, Ag, Sn)	От протерозойского до современного
	Бассейн и хребет, горст, и грабен	То же	Карбонатные породы	Pb, Zn, Ba, F	То же
Рио Тинто	Авлакоген с рифтообразованием и дрейфом	Мафические и фельзитовые лавы, туфы, пирокластический материал, щелочные вулканиты, эксгаляции	Континентальные — неритовые пелагические осадки, карбонаты, эвапориты, каустобиолиты	Zn, Pb, Cu, (±Sn, Ag)	От архейского до современного
	Бассейн и хребет, морские глубины	То же	То же	W, Sb, Hg	То же



Фиг. 14. Металлогенические типы сульфидных геосинклинальных месторождений на основе тектоники плит

A—D — металлогенические геосинклинальные типы, по В. И. Смирнову [42]: *A* — уральский, *B* — саянский, *C* — Тяньшанский, *D* — верхоянский; *1* — океанический хребет; *2—3* — островная дуга: *2* — внешняя, *3* — внутренняя; *4* — аркоген; *5* — авлакоген

влиянием процессов аркогенеза (сводообразование, рифтогенез); в зависимости от различных тектонических и литологических условий выделяются два различных вида месторождений этого типа (Салливан, Тинаф).

D. Тип Рио Тинто — образование рифтовой стадии континента и переход ее в стадию дрейфа (стадия Красного моря) с возобновлением формирования океанической коры; эти авлакогенные образования могут существовать с несколькими вариантами рудных формаций в зависимости от литологических и фациально-минералогических особенностей (Рио Тинто, Красное море, Альмаден, Фельберталь, Кливленд).

3. Каждый генетический тип месторождений четко отличается металлогеническими особенностями. При этом прослеживается генетическая связь между всеми пятью типами геосинклинальных месторождений, обусловленная циклическим плитотектоническим развитием (аналогично четырем металлогеническим геосинклинальным типам, по В. И. Смирнову).

4. Решающее значение для формирования месторождений этих типов имеет тектоно-магматическая активизация мантии (стадия дрейфа со спредингом, стадия субдукции с изменением океанической коры, аркогенная стадия с воздыманием и рифтообразованием).

5. Плитотектонические и металлогенические условия формирования сульфидных геосинклинальных месторождений были приблизительно одинаковыми с протерозоя до современного периода, но в архее, по-видимому, существовали особые структурные и вещественные условия (месторождения типа зеленокаменных поясов).

6. Из тектоники плит следуют выводы о глобальном металлогенезе сульфидных геосинклинальных месторождений (зоны металлогенических поясов) и о размерах месторождений (например, тип минерализации Куроко, см. фиг. 8). Следовательно, их значение для прогноза, планирования и разведки месторождений определяется в масштабах от крупных (глобальных) регионов до локальных районов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Современная трактовка классических геосинклинальных месторождений, которая сложилась в основном под влиянием В. И. Смирнова, показала, что эти месторождения образовались при различных тектонических и металлогенических условиях. В основе новой интерпретации образова-

ния геосинклинальных месторождений, экономическое значение которых продолжает расти, лежит анализ плитотектонического развития. В рамках этого развития проявляется диалектическое взаимодействие «мобилистских» и «фиксистских» процессов (см. фиг. 2 и 3).

На основании выделенных стадий плитотектонического развития выделяются пять возможных типов формирования сульфидных геосинклинальных месторождений (см. фиг. 14):

1. Тип, связанный с океаническим хребтом (Кипр)	Океаническая плита
2. Тип, связанный с внешней островной дугой (Бесхи)	Зона субдукции (океаническая — континентальная)
3. Тип, связанный с внутренней островной дугой (Куроко)	
4. Аркогенный тип (Раммельсберг)	Континентальная плита
5. Авлакогенный тип (Рио Тинто)	

Эти типы месторождений подробно анализируются в связи с их тектоническим развитием, формированием состава пород и минералого-фациальными условиями (см. табл. 6). Для каждого типа месторождений приводятся характерные примеры (см. табл. 1—5).

Сульфидные геосинклинальные месторождения занимают различное положение в плитотектоническом развитии. Однако существует причинная связь между этими типами месторождений, обусловленная цикличностью плитотектонической эволюции.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Билибин Ю. А.* Вопросы металлогенической эволюции геосинклинальных зон.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 4, с. 51—66.
2. *Билибин Ю. А.* Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М.: Госгеолтехиздат, 1955. 88 с.
3. Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968. 719 с.
4. *Дмитриев Л. В., Барсуков В. Л., Удинцев Г. Б.* Рифтовые зоны океана и проблема рудообразования.— Геохимия, 1970, № 8, с. 935—944.
5. *Корешков И. В.* Сводообразование и развитие земной коры. М.: Недра, 1975. 20 с.
6. *Павловский Е. В.* Сравнительная тектоника мезокайнозойских структур Восточной Сибири и Великого Рифта Африки и Аравии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 5, с. 25—38.
7. Рудные месторождения СССР. М.: Недра, 1978. Т. 1. 352 с.; Т. 2. 399 с.; Т. 3. 496 с.
8. *Смирнов В. И.* Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1965. 590 с.
9. *Щеглов А. Д.* Металлогения областей автономной активизации. Л.: Недра, 1968. 180 с.
10. *Щеглов А. Д.* Главные типы областей тектоно-магматической активизации.— Сов. геология, 1970, № 3, с. 26—36.
11. *Arnold M., Bernard A. J., Soler E.* Premier Apport de la Geochimie des Isotopes du Soufre à la Comprehension de la Genese des Mineralisations Pyriteuses de la Province de Huelva (Espagne) par.— Miner. deposita, 1977, **12**, p. 197—218.
12. *Baumann L., Tischendorf G.* Einführung in die Metallogenie — Minerogenie. Leipzig: VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, 1976. 458 s.
13. *Bäcker H.* Rezente hydrothermal-sedimentäre Lagerstättenbildung.— Erzmetall, 1973, **26**, s. 544—555.
14. *Bäcker H.* Exploration of the Red Sea and Gulf of Aden during the M. S. «Valdivia» Cruises «Erzschlämme A» and «Erzschlämme B».— Geol. Jb., 1975, **D 13**, s. 3—78.
15. *Bäcker H.* Fazies und chemische Zusammensetzung rezenter Ausfällungen aus Mineralquellen im Roten Meer.— Geol. Jb., 1976. **D 17**, s. 151—172.
16. *Bäcker H.* Erzschlämme.— Geol. Jb., 1980, **D 38**, s. 77—108.
17. *Bäcker H., Richter H.* Bildung von Erzlagerstätten an heißen Quellen im Meer.— Umschau, 1974, **74**, N 2, s. 54—55.
18. *Belousov V. V.* Die Tektonosphäre der Erde – Idee und Wirklichkeit.– Ztschr. geol. Wiss., 1974, **2**, N 11, s. 1251—1285.
19. *Bischoff J. L., Manheim F. T.* Economic potential of the Red Sea heavy metal deposits.— In: Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea. N. Y.: Spring.-Verl., 1969, p. 535—541.
20. *Borchert H.* Der initiale Magmatismus und die zugehörigen Lagerstätten.— Neues Jb. Miner Abh., 1957, **91**, s. 541—572.
21. *Borchert H.* Geosynklinale Lagerstätten, was dazu gehört und was nicht dazu gehört, sowie deren Beziehungen zu Geotektonik und Magmatismus. B.: Akad.-Verl., 1960, s. 8—61.

22. *Borchert H., Tröger E.* Zur Gliederung der Erdkruste nach geophysikalischen und petrologischen Gesichtspunkten.— Gerlands Beitr. Geophys., 1950, **62**, N 2, s. 101—126.
23. *Burke K.* Aulacogens and continental breakup.— Annu. Rev. Earth and Planet. Sci., 1977, 5, p. 371—396.
24. *Dewey J. F.* Continental margins: a model for conversion of Atlantic type to Andean-type.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1969, 6, p. 189—197.
25. *Finlow-Bates T.* The chemical and physical controls on the genesis of submarine exhalative orebodies and their implications for formulating exploration concepts: A review.— Geol. Jb., 1980, **D 40**, s. 131—168.
26. *Hutchinson R. W., Engels G. G.* Tectonic significance of regional geology and evaporite lithofacies in northeastern Ethiopia.— Philos. Trans. Roy. Soc. London, A, 1970, **267**, p. 313—329.
27. *Hutchinson R. W., Searle D. L.* Strata-bound deposits in Cyprus and relations to other Sulphide Ores.— Soc. Mining Geol. Jap. Spec. Iss., 1971, N 3, p. 198—205. (Proc. IMA — IAGOD Meetings'70; IAGOD-Vol.).
28. *Klau W., Large D. E.* Submarine exhalative Cu—Pb—Zn deposits — a discussion of their classification and metallogenesis.— Geol. Jb., 1980, **D 40**, s. 13—58.
29. *Large D. E.* Geological parameters associated with sediment-hosted, submarine exhalative Pb—Zn deposits: An empirical model for mineral exploration.— Geol. Jb., 1980, **D 40**, s. 59—129.
30. *Mitchell A. H. G., Bell J. D.* Island-arc evolution and related mineral deposits.— J. Geol., 1973, **81**, p. 381—405.
31. *Oelsner O.* Zur Frage der sekundär-hydrothermalen und regenerierten Lagerstätten im Sinne Schneiderhöhns.— Ztschr. angew. Geol., 1959, 5, N 7, s. 282—288.
32. *Olade M. A.* Evolution of Nigeria's Benue Trough (aulacogen): a tectonic model.— Geol. Mag., 1975, **112**, p. 575—583.
33. *Olade M. A.* Plate tectonics and metallogeny of intracontinental rifts and aulacogens, with special reference to Africa.— In: Proc. Fifth Quadrennial IAGOD Symp., Snowbird / Utah. Stuttgart, 1980, vol. 1, p. 91—111.
34. *Rozendaal A.* The Gamsberg zinc deposit, Namaqualand.— In: Mineralization in metamorphic terrain.— Spec. Publ. Geol. Soc. S. Afr., 1978, 4, p. 235—265.
35. *Sawkins J. F.* Metal deposits related to intracontinental hot spot and rifting environments.— J. Geol., 1976, 84, p. 653—671.
36. *Schneider W., Wachendorf H.* Vulkanismus und Grabenbildung im Roten Meer.— Geol. Rdsch., 1973, **62**, N 3, s. 754—773.
37. *Schoell M., Bäcker H., Baumann A.* The Red Sea geothermal systems, new aspects on their brines and associated sediments.— In: Problems of ore desposition. Varna, 1974, p. 303—313. (Fourth IAGOD Symp.: Vol. 1).
38. *Schott W.* Mineral (inorganic) resources of the oceans and ocean floors: A general review.— In: Hahdbook of strata-bound and stratiform ore deposits. Amsterdam: Elsevier, 1976, p. 245—294.
39. *Schott W.* Die Fahrten des Forschungsschiffes «Valdivia», 1971—1978. Geowissenschaftliche Ergebnisse.— Geol. Jb., 1980, **D 38**.
40. *Schroeder E.* Das Bewegungsbild der ozeanischen Kruste und Aspekte globaler Tektonik — Ber. Dt. Ges. geol. Wiss. A, 1971, **16**, N 3, s. 413—434.
41. *Sillitoe R. H.* Formation of certain sulphide deposits a sites of sea-floor spreading.— Trans. Inst. Mining. and Met., 1972, 81, p. 141—148.
42. *Smirnov V. I.* Magmatismus, Metallogenie und regionale Zonalität von Erzlagerstätten in Geosynklinalen.— Freiberg. Forschungsh. C, 1965, **186**, s. 229—236.
43. *Smirnov V. I.* Geologie der Lagerstätten mineralischer Rohstoffe. Leipzig: VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, 1970. 563 s.
44. *Smirnov V. I.* Factor of time in formation of strata-bound ore deposits.— In: Time- and strata-bound ore deposits. B.: Spring.-Verl., 1977, p. 3—18.
45. *Sugisaki R., Mizutani S., Hattori H.* et al. Late Paleozoic geosynclinal basalt and tectonism in Japanese Islands.— Tectonophysics, 1972, 14, p. 35—36.
46. *Tatsumi T.* Variation in nickel and cobalt contents in ores of the massive sulphide deposits of Japan (Abstract).— Geol. Soc. Amer. Anna. Meet., 1973, p. 834.
47. *Tatsumi T., Watanabe T.* Geological environment of formation of the Kuroko-type deposits.— Soc. Mining Geol. Jap. Spec. Iss., 1971, 3, p. 216—220.
48. *Trudinger P. A., Williams N.* Stratified sulphide deposition in modern and ancient environments.— In: Mineral deposits and the evolution of the biosphere. B.: Spring.-Verl., 1982, p. 177—198.
49. *Wilson J. T.* A new class of faults and their bearing on continental drift.— Nature, 1965, **207**, N 4995, p. 343—347.
50. *Wilson J. T.* Static of mobil earth: The current scientific revolution.— Proc. Amer. Philos. Soc., 1968, **112**, N 5, p. 309—320.
51. *Wilson J. T.* A revolution in earth science.— Geotimes, 1968, **13**, p. 10—16.

УДК 553.45/.463(234.5)

М. ШТЕМПРОК

МОРФОЛОГИЯ ОЛОВО- И ВОЛЬФРАМОНОСНЫХ ПЛУТОНОВ ВАРИСЦИД ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ЗАПАДНОЙ ЕВРОПЫ

Геологические, петрологические и геохимические особенности олово- и вольфрамоносных гранитов изучены достаточно подробно [3, 14]. Эти граниты являются постгектоническими и посторогенными, они слагают срединные массивы и внедрились в виде магм разнообразного происхождения. Они, очевидно, не относятся к анатектическим in situ гранитам или метасоматически образованным гранитоидам. Для рассматриваемых гранитов характерны многочисленные вторичные изменения и повышенные содержания некоторых элементов-индикаторов, таких как Rb, F, Sn, Li.

В данной работе обсуждается главным образом морфология Sn-W-носных плутонов на примере варисских гранитов Центральной и Западной Европы.

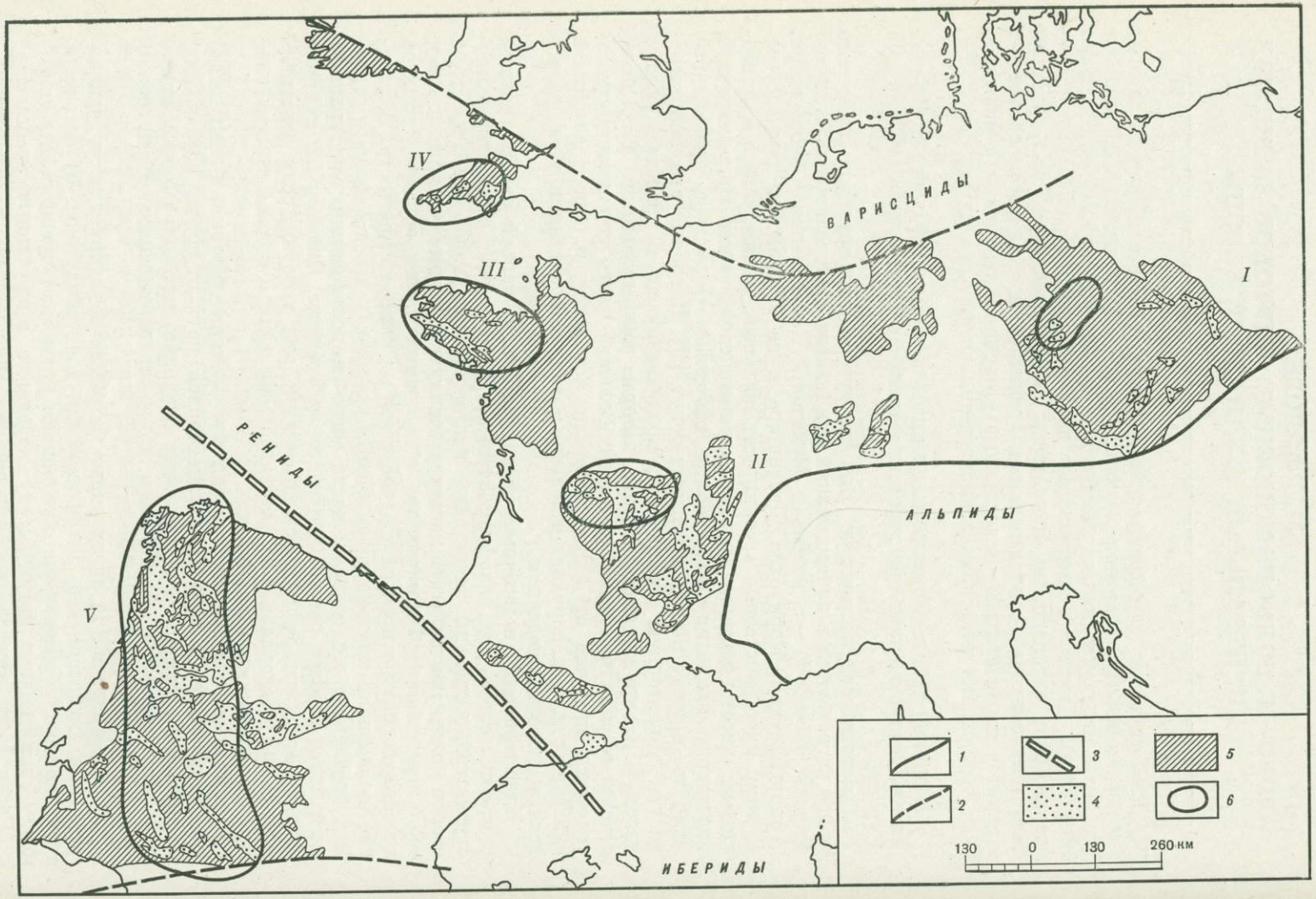
Геологическая обстановка. Выходы рудоносных гранитов варисского пояса встречаются в домезозойских комплексах Центральной и Западной Европы (фиг. 1) — в массивах Чешском, Центральном Французском, Арморикан-ском, Корнуолле, Девоншире и на Иберийском полуострове. С ними пространственно ассоциируют жильные, штокверковые и линзовидные месторождения вольфрамит-кварцевой, касситерит-кварцевой, касситерит-силикатно-сульфидной и скарновые формации, проявленные наиболее широко в экзоконтактных зонах [3]. Подобные ассоциации образуют характерную зональность, проявляющуюся в пределах рудных узлов [2], окружающих граниты, которые сформировались в среднюю стадию геосинклинального развития. Большая часть рудоносных гранитов была внедрена от 300 до 280 млн. лет назад, в период варисской складчатости, а оловорудная и вольфрамовая минерализация образовалась вскоре после их внедрения.

Классификация и методика исследований. В данной работе граниты считаются олово- или вольфрамоносными в том случае, если с ними пространственно связаны эндогенные месторождения олова или вольфрама и если можно предполагать непосредственную генетическую связь с ними этого оруденения. Формирование выделенных таким образом гранитов и месторождений относится к одной и той же фазе складчатости. Выделение рудоносного плутона затруднено в гранитных телах сложного строения, особенно в тех случаях, когда олово- и вольфрамоносные граниты внедрились в более ранние нерудоносные граниты. Поэтому мы считаем плутон олово- или вольфрамоносным даже при условии, если генетическая связь установлена лишь с некоторыми (или с одним) типами гранитов, слагающими этот плутон.

Гранитные тела образуют штоки или плутоны, которые, как правило, состоят из рядов интрузий, отличающихся друг от друга по времени внедрения. Батолиты — это скопления плутонов, сгруппированные вследствие определенного структурного контроля образования и внедрения магмы [11].

Ю. А. Кузнецов [1] аллохтонные батолиты объединяет в следующие группы: а) куполовидные интрузивы, или диапир-плутоны; б) батолиты и другие тела, образованные обрушением кровли; в) трещинные и пластовые гранитоидные плутоны; г) кольцевые интрузивные комплексы. Е. Раген [12] подразделяет плутоны на «вмещенные» и «анатектические».

Форма обнажений олово- и вольфрамоносных штоков или плутонов изучалась по геологическим и металлогеническим картам массивов [4, 6,


IV
III
I
II
V
ВАРИСЦИДЫ
РЕНИДЫ
АЛЬПИДЫ
ИБЕРИДЫ
1
2
3
4
5
6
130
0
130
260 км

8, 10]. Поверхность обнажения тела на карте заменялась близкой к ней по форме простой геометрической фигурой, площадь которой (в км^2) вычислялась по математическим формулам.

Положение плутонов. Внедрение плутонов в докембрийский и палеозойский фундамент контролировалось явными или скрытыми линеаментами или зонами разломов. Самый крупный из плутонов встречается в Иберийском массиве. Он простирается от северо-западной части Пиренейского полуострова до центральной части Испании. Плутон и окружающие его мелкие плутоны приблизительно параллельны направлениям основного простирания варисской складчатости [9].

Центральный Французский массив имеет более сложное строение — в нем принимают участие как варисские, так и доварисские плутонические породы. Оловоносные плутоны проявлены преимущественно в северо-западной части массива, приблизительной границей их распространения на юге служит линия Клермон-Ферран—Лимож (Burnol, 1974 г.).

Плутоны Арморикапского массива, несомненно, контролируются крупнейшими линейными структурами. Л. Шори [5] выделяет здесь три пояса гранитов: 1) пояс лейкогранитов, непрерывные обнажения которых прослеживаются на протяжении 400 км в направлении с запад-северо-запада на юго-восток; 2) пояс известково-щелочных гранитов протяженностью 200 км, простирающийся приблизительно в широтном направлении; 3) пояс «красных гранитов» северо-восток — юго-западного простирания с незначительными проявлениями оловорудной минерализации. Таким образом, оловоносность уменьшается при переходе от лейкогранитового пояса к поясу красных гранитов.

В Корнуолле и Девоншире (Юго-Западная Англия) выходящие на поверхность гранитные тела являются лишь частями единого батолита (плутона), который протягивается от Лендс-Энда до Дартмура. Этот плутон имеет дугообразную форму и образован несколькими интрузиями. Отдельные обнажения гранитов соединяются хребтами широтного или северо-восток—юго-западного направления. Минерализация контролируется положением погребенных хребтов, а центры минерализации ассоциируют с выступами верхней поверхности плутона (Hosking, 1964 г.).

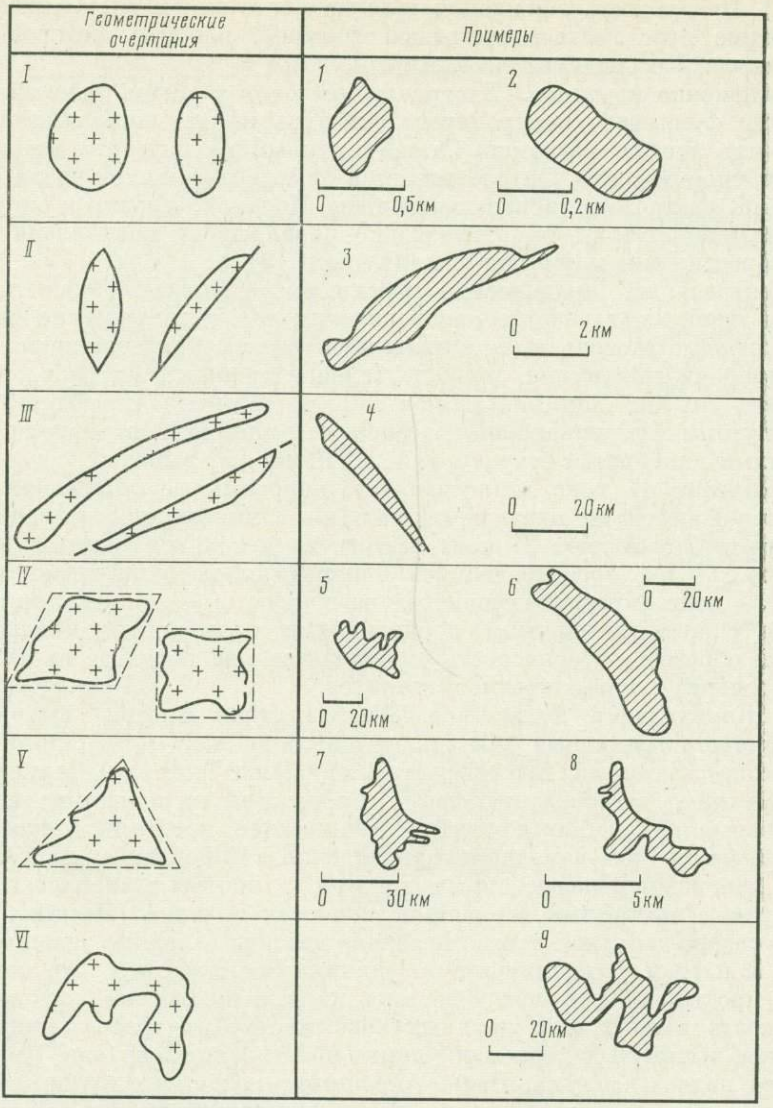
В северо-западной части Чешского массива основные проявления олова и вольфрама ассоциируют с Рудногорским плутоном. Это погребенное тело простирается с северо-востока на юго-запад; оно выходит на поверхность в виде трех крупных «частичных» плутонов и цепи мелких штоков, вытянутых перпендикулярно простиранию плутона. Крупнейшим из них является плутон Недек-Айбеншток, который в глубинных частях, по-видимому, связан с окружающими его сателлитными телами.

Форма поверхностных выходов. Выходящие на поверхность гранитные штоки и плутоны имеют разнообразную форму, которая зависит от способа внедрения в породы кровли и от уровня эрозионного среза. Обнажения с округлыми, овальными, линзообразными и неправильной формами могут быть упрощенно сведены к треугольникам, прямоугольникам и многоугольникам (фиг. 2). Овальные или округлые формы типичны для небольших гранитных штоков; более крупные гранитные плутоны выходят на поверхность, как правило, в виде обнажений неправильной формы с округлыми или остроугольными очертаниями границ, которые также могут быть геометризированы. Плутоны ярко выраженной протяженной формы редки и встречаются в основном на юге Арморикапского массива во Франции или вдоль юго-западной границы Иберийского плутона.

←

Фиг. 1. Размещение олово- и вольфрамоносных плутонов в варисцидах Центральной и Западной Европы

1 — граница варисцид с альпийской системой; *2* — другие границы варисцид; *3* — граница между ренидами и иберидами; *4* — варисцийские массивы интрузивных пород; *5* — домезозойский фундамент варисцид; *6* — районы проявления олово-вольфрамовой минерализации; массивы (цифры на схеме): *I* — Богемский, *II* — Центральный Французский, *III* — Арморикапский, *IV* — Корнуолл (Юго-Западная Англия), *V* — Иберийский



Фиг. 2. Основные геометрические очертания выходов олово-вольфрамоносных гранитов в варисцидах Центральной и Западной Европы

I—VI — геометрические очертания: *I* — эллипсоидальные, *II* — линзообразные, *III* — вытянутые, *IV* — четырехугольные, *V* — треугольные, *VI* — неправильные; *1—9* — примеры: *1* — Св. Агнесса (Англия), *2* — Монтебра (Франция), *3* — Карн Бри (Англия), *4* — апофиз Иберийского батолита к югу от Порто, Португалия, *5* — Маркерсбах (ГДР), *6* — Алькантара (Испания), *7* — Вальпакос (Испания, Португалия), *8* — Блатня (ЧССР), *9* — Альбала (Испания)

Контакты плутонов и штоков с кровлей крутопадающие и пологие. Наличие выступов погребенного гранитного тела выражается в ундуляциях более или менее пологой поверхности гранитной кровли. Изучение приконтактовых зон на площадях, где по данным бурения выявлена поверхность погребенного тела, приводит к выводу, что большинство контактов падает во внешнюю от тела сторону.

К особому типу интрузий относятся небольшие гранитные куполы, вмещающие грейзеновые или жильные месторождения. Они представляют собой возвышенные части скрытого тела с пологопадающими контактами. Для более крупных плутонов характерна тенденция к образованию тел неправильной формы с многочисленными выступами. Форма более мелких сателлитных тел более равномерная и округлая в сравнении с близлежащей материнской интрузией.

Внутреннее строение. Состав гранитных плутонов или штоков, с которыми ассоциируют рудопроявления олова или вольфрама, редко бывает простым. Плутоны состоят обычно из пород ряда интрузивных фаз, которые, в свою очередь, могут быть подразделены на фации (даже метасоматические). Преобладают биотитовые и двуслюдяные граниты, а в некоторых районах распространены литий-альбититовые граниты, характерные главным образом для небольших куполов (Рудные горы, Центральный Французский массив, Корнуолл).

Расположение пород различных интрузивных фаз по отношению к контактам либо концентрическое, либо неправильной формы и определяется положением подводящих каналов, тектонически ослабленных зон в кровле плутона и др.

При характеристике внутреннего строения рудоносных плутонов следует подчеркнуть различную роль серии «древних» и «молодых» гранитов [7, 9]. В металлогенических провинциях, где выделены эти две серии гранитоидов, древние граниты обычно расчленены и секутся молодыми гранитами — Иберийский массив [9], Рудные горы.

Отдельные гранитные интрузии имеют концентрическое строение, при этом породы различных фаз (фаций) залегают согласно контактам гранитов, повторяя их очертания. Такая характерная зональность особенно хорошо изучена в небольших гранитных куполах (Циновец, Монтебра). Она обусловлена сменой пород последовательных интрузивных фаз, а также проявлением метасоматических процессов в их приконтактовых зонах.

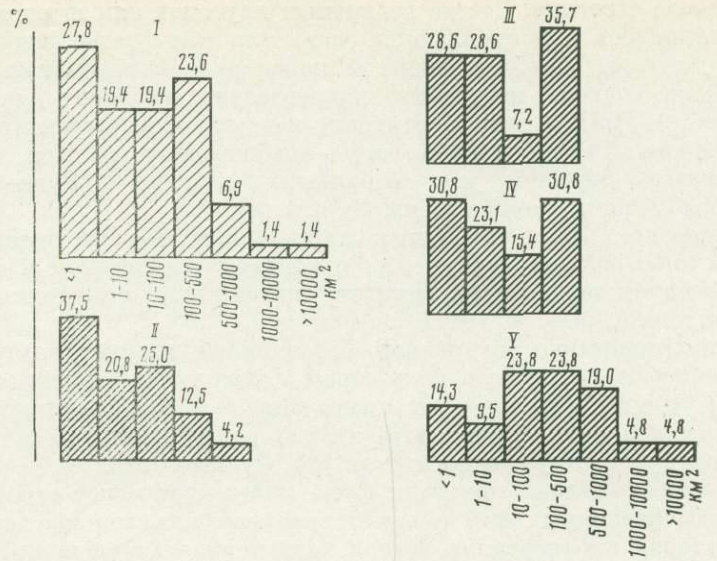
Способы внедрения. Сложность строения плутонов, с которыми пространственно связаны месторождения олова и вольфрама, в генетическом отношении лучше всего объясняется с позиций модели «инкрементальной ассоциации многих индивидуальных плутонов», поднимающихся по определенным предварительно ослабленным зонам [11].

Плутоны образуются в виде либо секущих цилиндрических тел (кальдеры), либо согласно залегающих каплевидных тел (диапир). Эти формы внедрения типичны соответственно для хрупких и пластичных пород коры, и их проявление возможно в олово- и вольфрамоносных плутонах. Наиболее поздние граниты этих плутонов с высоким содержанием кремнезема имеют преимущественно диапировую форму внедрения в пластичные породы, что приводит к уплотнению пород кровли и раздвиганию их в стороны вокруг гладких округлых контактов. Внедрение подобного типа можно считать моделью для малых интрузий, площадь обнажения которых не превышает 10 км^2.

Способы внедрения гранитов «древней» и «молодой» магматических серий, которые встречаются в Чешском (Рудные горы), Центральном Французском и Иберийском массивах [9], по-видимому, отличаются друг от друга. Граниты «древней» серии залегают обычно согласно с основными элементами строения вмещающих пород, чему соответствует внедрение типа выполнения трещин или кальдер, тогда как граниты «молодой» серии образовались чаще диапировым способом вдоль разломов, секущих породы кровли.

Внедрение гранитов «молодой» серии, помимо вынужденного движения вверх, могло также контролироваться горизонтальным раздвиганием в стороны молодых гранитов вдоль верхней поверхности гранитного плутона сложного строения. Поэтому его ближайшие к земной поверхности части сложены этими молодыми интрузивами. Отсюда следует, что малые гранитные интрузии, вмещающие многие месторождения олова и вольфрама, не являются самостоятельными интрузивными телами, имеющими форму перевернутой водяной капли, а представляют собой возвышенные участки сложного плутона с падающими вовне контактами, в постмагматическую стадию которого образовалась рудная минерализация.

Глубина внедрения и уровень эрозии. Рудовмещающие граниты во всех упомянутых областях Центральной и Западной Европы внедрялись на небольшие глубины в складчатые и (или) метаморфизованные докемб-



Фиг. 3. Гистограммы размеров олово- и вольфрамоносных плутонов в варисцидах Центральной и Западной Европы

I — варисциды Центральной и Западной Европы (72); *II* — Рудные горы (24); *III* — Армориканский и Центральный Французский массивы (14); *IV* — Корнуолл (13); *V* — Иберийский массив (13); в скобках — число плутонов

рийские или палеозойские породы варисской складчатой системы. В результате внедрения проявились процессы контактового метаморфизма, следы которого особенно хорошо видны в осадочных сериях Корнуолла и Девоншира и в отдельных районах Иберийского массива. Мощность зон контактового метаморфизма от нескольких сот метров до нескольких километров; они характеризуются появлением в осадочных сериях вторичных биотита, кордиерита, андалузита и хлорита.

Н. Варламов [15] подразделяет уровни внедрения оловоносных плутонов на мезоабиссальный (до 5000 м), гипабиссальный (до 2000 м) и субвулканический (1000 м). Мезоабиссальный уровень, по-видимому, следует считать слишком глубоким для варисцид Центральной и Западной Европы. Глубина внедрения не должна была быть ниже гипабиссального уровня. Если эта оценка справедлива, то эрозия достигала самых нижних горизонтов плутонов в тех областях, где поднимались вверх блоки фундамента массива, как это, вероятно, имело место в Иберийском массиве.

Плутонические области Рудных гор и Корнуолла эродированы слабо, вследствие чего скрытые плутоны имеют множество выступов и гребней (фиг. 3). Иберийский массив, характеризующийся сравнительно небольшим числом выступов, является примером сильно эродированного плутона. Региональные различия между плутонами определяются не только различием пород кровли, но и условиями палингенезиса материнских пород [13].

Олово- и вольфрамоносные плутоны обычно представляют собой аллохтонные тела с несогласными контактами, внедрившиеся в отдельных областях докембрийского и палеозойского фундамента варисцид Центральной и Западной Европы.

Они образованы мозаичными интрузиями, различающимися по времени внедрения и по их связи с ассоциирующими месторождениями олова и вольфрама. Они не отличаются от непродуктивных плутонов, также обладающих мозаичной структурой.

Специфической особенностью олово- и вольфрамоносных плутонов является наличие небольших гранитных куполов, с которыми пространственно и, по-видимому, генетически ассоциируют многие месторождения

олова и вольфрама. Эти гранитные штоки расположены по периферии более крупных тел и выходят на поверхность в виде небольших тел овальной или круглой формы площадью не более 1 км^2. Они являются возвышенными частями более крупных погребенных плутонов и характеризуются падающими вовне контактами. У нас нет данных, которые подтверждали бы существование контактов, падающих к центру такого интрузива.

Диапировый механизм внедрения играет существенную роль для большинства олово- и вольфрамоносных гранитов. Этот механизм может быть реализован при низкой пластичности пород кровли и очень высокой вязкости магматических расплавов, богатых кремнеземом, характерных для поздних стадий интрузивного магматизма.

Тот факт, что многие олово- и вольфрамоносные граниты слагают возвышенные участки расслоенных плутонов сложного строения, вероятно, связан с проникновением самых молодых интрузий в верхнюю приконтактовую зону плутона и их распространением в горизонтальной плоскости. Так, контакты куполообразного типа могли формироваться при внедрении магмы в те участки кровли, которые были ослаблены до или после образования первых интрузивных фаз плутона.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Кузнецов Ю. А.* О главных формах гранитоидного магматизма и механизме образования гранитоидных тел.— Геология и геофизика, 1966, № 6, с. 3—15.
2. *Смирнов В. И.* Порядок эндогенной рудной зональности.— В кн.: Конференция. Проблемы постмагматического рудообразования с особым вниманием к геохимии рудных жил. Прага, 1963, т. 1, с. 62—68.
3. *Таусон Л. В.* Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 280 с.
4. Carta Mineira de Portugal 1 : 500 000. Servicos Geologicos de Portugal, 1960.
5. *Chauris L.* Plate tectonics and ore deposits in Western Europe. The example of the Armorican massif (France).— In: Proceedings of the Fifth IAGOD Simposium. Stuttgart, 1980, vol. 1, p. 401—413.
6. *De la Peña L.* Mapa geológico-minero de España 1 : 1 500 000. Instituto Geologico y Minero de España, 1934.
7. *Didier J., Lameyere J., Violette J.* Les granitoides hercyniennes du Massif Central.— Soc. Géol. France Bull. Ser. 7, 1973, 15, N 3/4, p. 271—273.
8. Metallogenetische Karte des Erzgebirges 1 : 200 000. Berlin: ZGI, 1974.
9. *Oen Ing Soen.* Granite intrusion, folding and metamorphism in Central northern Portugal.— Bol. Geol. y Minero, 1970, 81, N 3, p. 271—298.
10. *Permingeat F.* Carte des gites minéraux de la France 1 : 320 000. B. R. G. M., 1963.
11. *Pitcher W. S.* The nature, ascent and emplacement of granitic magmas.— J. geol. Soc. London, 1979, 136, p. 627—662. (Northern Ireland).
12. *Raguin E.* Géologie du granite. Paris, 1965. 314 p.
13. *Štemprok M.* Tin and tungsten deposits of the West-central European Variscides.— In: Proceedings of the Fifth Quadrennial IAGOD Symposium. Stuttgart, 1980, p. 495—512.
14. *Tischendorf G.* Geochemical and petrographic characteristics of silicic magmatic rocks associated with rare-element mineralization.— In: Metallization associated with acid magmatism. Prague, 1977, vol. 2, p. 41—96.
15. *Varlamoff N.* Classification and spatio-temporal distribution of tin and associated mineral deposits.— In: Symposium on Metallization associated with acid magmatism. Prague, 1978, vol. 3, p. 139—156.

УДК 553.435.061.12/17

М. Б. БОРОДАЕВСКАЯ, А. И. КРИВЦОВ

ГЕНЕЗИС МЕСТОРОЖДЕНИЙ КОЛЧЕДАННОГО СЕМЕЙСТВА — СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ И ПУТИ РАЗВИТИЯ

Существо современных разработок ключевых вопросов генезиса месторождений колчеданного семейства определяется базисной концепцией их формирования, которая, по выражению В. И. Смирнова, «опирается на то обстоятельство, что они свойственны только вулканогенным и вулканогенно-осадочным формациям и возникли в тесной пространственной и генетической связи с этими типичными продуктами субмаринного базальтоидного вулканизма ранних стадий эвгеосинклинального режима» [3, с. 4]. Становление и утверждение этой основополагающей концепции в течение длительного периода исследований сопровождалось острыми коллизиями вследствие существования различных построений и представлений. При этом расхождения во взглядах исследователей во многом определялись сложностью самих объектов исследования, сочетающих черты и признаки продуктов эндогенного и экзогенного рудообразования. Принципиальные положения генезиса колчеданных месторождений — эндогенная природа источников рудного вещества, накопление значительной его части в экзогенных условиях, вовлечение руд в метаморфизм с их преобразованием и перераспределением — выдвинутые и разработанные В. И. Смирновым [8, 9] и рядом других исследователей [3, 7], получили широкое подтверждение в практике, что привело в конечном итоге к переоценке взаимоисключающих генетических построений и формированию единой теоретической платформы.

Следует отметить, что длительное противостояние крайних концепций (эпигенез против сингенеза) оказалось продуктивным для разработки проблемы генезиса колчеданных месторождений. В поисках новых аргументов представители разных школ от изучения рудных тел и рудовмещающих структур так или иначе были вынуждены перейти к исследованиям более широкого околорудного пространства с вовлечением в анализ все большего числа факторов, влияющих на размещение месторождений и условия их формирования. Таким образом, проблема изучения колчеданных месторождений оказалась тесно связанной с ключевыми вопросами геотектоники, формационного и фациального анализа, палеовулканологии, палеотектонического и структурного анализа, метасоматоза и метаморфизма. Существенное значение для проблемы имело массовое применение изотопных методов и тонких исследований рудного вещества. Развитие этих направлений привело к выделению В. И. Смирновым колчеданного семейства и утверждению его в качестве самостоятельной группы [9], связывающей эндогенную и экзогенную серии месторождений и требующей комплексных многогранных подходов к ее изучению.

Основные итоги многолетних исследований, выполненных в СССР и за рубежом, подведены в книге «Колчеданные месторождения мира» [3], подготовленной по инициативе и под редакцией В. И. Смирнова, а также в работе «Стратиформные и пластообразные месторождения» [12] под редакцией К. Вольфа. Обе эти сводные работы охватывают практически все аспекты генезиса, из которых наибольший интерес представляют следующие: причины и природа постоянных пространственно-временных связей месторождений колчеданного семейства с определенными геосинклинальными геологическими формациями; источники рудных веществ и транспортирующих их агентов; источники энергии при рудообразовании; природа «стартового механизма» рудообразующих процессов; обстановки накопления колчеданных руд и механизм их отложения; строение рудных тел, этапность и стадийность рудообразова-

ния; пространственно-временные соотношения колчеданных месторождений с другими продуктами вулканогенного рудообразования; модели обстановок нахождения месторождений.

Колчеданоносные геологические формации независимо от их возраста повсеместно принадлежат к раннегеосинклинальным образованиям, возникшим в субмаринной обстановке первичных и регенерированных геосинклинальных прогибов. При наличии этого главного общего признака формации различаются по фациальным и петрохимическим характеристикам и обладают отчетливо выраженной металлогенической специализацией, запечатленной в соотношениях главных рудообразующих компонентов колчеданных залежей и их геохимическом облике. Собственно вулканогенные, осадочно-вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные колчеданоносные формации, различающиеся по режиму становления, постоянно содержат дифференциаты умереннокислого и кислого состава, представленные лавами, экструзивными куполами и субвулканическими интрузиями. Исключение в этом отношении составляют провинции кипрско-мугоджарского типа с господством основных лав, филизчайского и атасуйского типов с мощным терригенным и карбонатно-терригенным осадконакоплением, в которых продукты кислого вулканизма либо развиты в крайне ограниченных масштабах, либо не установлены вообще.

В разрезах вулканогенных, осадочно-вулканогенных и вулканогенно-осадочных колчеданоносных формаций рудные тела обычно расположены на нескольких литолого-стратиграфических уровнях [2]. При этом процессы колчеданообразования, нередко начинающиеся до появления в разрезах кислых вулканитов, угасают к завершающим стадиям развития кислого вулканизма при неоднократном проявлении в ходе его становления. Менее отчетливы связи рудообразования с кислыми вулканитами в осадочных формациях, где колчеданные залежи тяготеют к смене относительно глубоководных фаций более мелководными [8], и в существенно базальтовых формациях провинций кипрско-мугоджарского типа, в которых рудные тела, вероятно, близки по времени формирования к периоду массового внедрения субвулканических аналогов рудоносных толщ основного состава [3].

Постоянные пространственно-временные ассоциации колчеданных месторождений с продуктами кислого вулканизма дают основание считать, что колчеданные руды и кислые дифференциаты (либо выплавки) обладают общностью причин возникновения. Природа и причины колчеданоносности определенных геологических формаций и ассоциации месторождений с кислыми дифференциатами пока не получили однозначных объяснений. При любых генетических подходах для решения этих вопросов требуется учет исключительной приуроченности колчеданных месторождений к субмаринным геологическим формациям и отсутствия этих продуктов рудогенеза в субаэральных комплексах, имеющих сходные фациальные и петрохимические характеристики.

Различные варианты интерпретации природы источников энергии, рудного вещества и транспортирующих агентов при колчеданообразовании отвечают всем трем принципиальным моделям процесса, предложенным В. И. Смирновым [10, 11],— эндотермальной, экзотермальной, смешанной.

В эндотермальных вариантах, развивающих классические ортогенетические схемы, роль источников всех трех составляющих рудогенеза отводится либо кислым субвулканическим интрузивам соответствующих формаций, либо эквивалентным им промежуточным очагам (как правило, предполагаемым). В подобных построениях не учитывается главный общий признак колчеданных месторождений — их приуроченность к раннегеосинклинальным субмаринным образованиям. Однако количественные оценки таких процессов требуют допущения совершенно нереальных размеров магматических тел, которым отводится роль источников вещества и растворов.

Расчетные данные так или иначе подтверждаются отсутствием подобных тел в многокилометровых геосинклинальных разрезах, доступных наблюдению в интенсивно дислоцированных областях Балтийского, Канадского, Австралийского щитов, Среднего Урала, Рудного Алтая и других провинций.

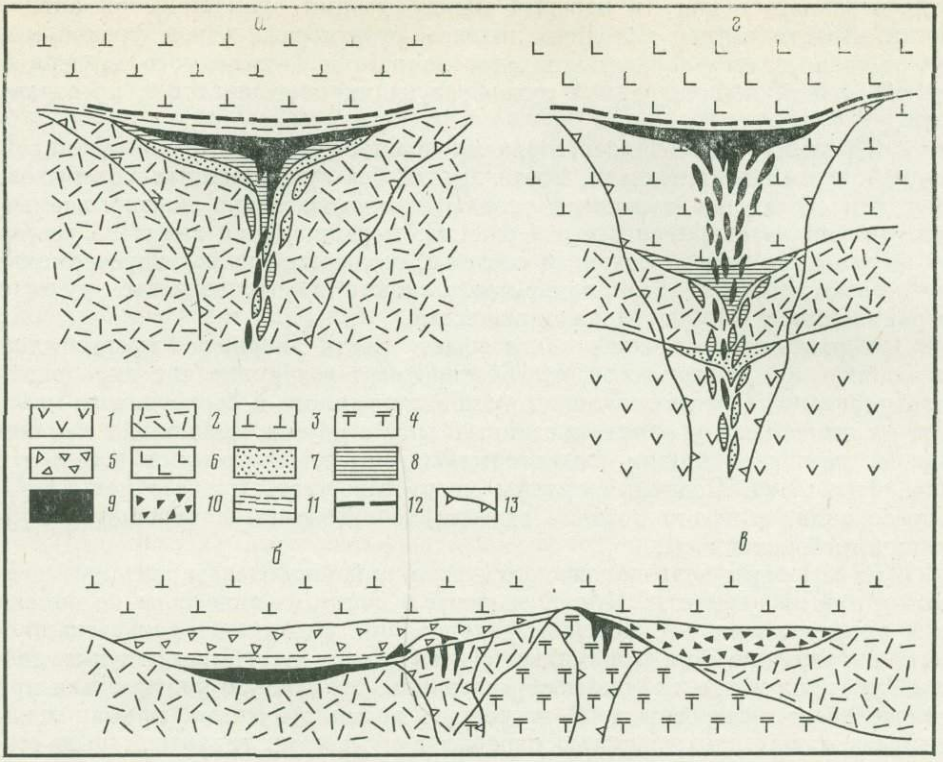
Для классической гидротермальной концепции «вечная» проблема дефицита масс растворителя и соответственно источников вещества в приложении к колчеданным месторождениям решается разработкой конвективных (рециклинговых) моделей рудогенеза, допускаемых экзотермальными и смешанными процессами рудообразования.

Реально наблюдаемые обстановки нахождения колчеданных месторождений, комбинированный их характер (экзогенно-эндогенный), двойственная природа рудного вещества, специфика изотопии кислорода флюидных включений заставляют отдать предпочтение смешанному варианту моделей рудогенеза с его реализацией по конвективной (рециклинговой) схеме. По этой схеме, как известно, роль источников энергии и части вещества отводится субвулканическим интрузиям, роль транспортирующих агентов — фильтрующимся морским водам и роль основного источника вещества — вулканитам основания разреза колчеданоносных формаций. Базисные положения рециклинга не противоречат реальной ситуации колчеданообразования, подтверждаются существованием современных субмаринных геотермальных систем и убедительно обоснованы расчетами [5, 14, 16]. В подобных моделях зоны восходящего движения вод отождествляются с телами серицит-хлоритовых и кварц-серицитовых метасоматитов. Вопрос о позиции зон нисходящего движения вод и их геологическом выражении остается открытым. Повсеместное развитие в колчеданоносных провинциях зеленокаменных преобразований вулканогенных пород может интерпретироваться как результат фильтрации в вулканогенных толщах конвективных токов морских вод в системе рециклинга. При таком подходе возможно возрождение известной концепции трансвапоризации в рудогенетическом приложении.

«Стартовый механизм» процессов рудообразования в той или иной мере разработан в приложении к гидротермальному рудогенезу, реализуемому по эндотермальной модели. В отношении колчеданных месторождений, формирующихся по смешанной модели, начало процесса, вероятно, можно связывать с периодом отщепления флюидных составляющих магматических тел, которые в дальнейшем выступают в качестве энергетических центров рециклинга. В этой связи следует отметить, что длительность колчеданонакопления, оцененная радиоизотопными методами для современного колчеданообразования и рассчитанная для моделей рециклинга, составляет 10^4—10^5 лет, что сопоставимо с периодом остывания магматических тел средних размеров [11]. Однако если считать, что начало любого геологического процесса определяется возникновением неравновесных состояний в верхних частях земной коры, то стартовые механизмы рудогенеза в этом отношении пока не получили соответствующего объяснения.

Обстановки накопления и механизм отложения колчеданных руд отражены в разделении месторождений В. И. Смирновым [3, 8] на вулканогенные гидротермально-осадочные, вулканогенные гидротермально-метасоматические и комбинированные вулканогенные гидротермально-метасоматические.

В 1964 г., характеризуя размещение колчеданных руд в вулканогенных толщах, В. И. Смирнов писал, что отложение руд из восходящих растворов «может происходить в трех зонах: 1) в окрепших породах предшествующей стадии вулканической деятельности, 2) в рыхлых неокрепших осадках данной стадии, 3) на дне моря» [8, с. 114]. Наиболее широко распространенные залежи комбинированного класса отвечают сближенному, сопряженному размещению этих трех зон (фиг. 1, *а*). Субпластовые части таких тел, образованные гидротермально-осадочным путем на дне моря и возникшие в результате замещения нелитифицирован-



Фиг. 1. Типовые обстановки колчеданообразования (по работам В. И. Смирнова, Т. Сато, Р. Хатчинсона, авторов и других исследователей)

а — формирование на одном уровне «трехритмовой» залежи с совмещением разновременных продуктов рудоотложения; *б* — «бескорневая» (дистальная) залежь в депрессии на удалении от выводного канала; *в* — залежи обломочных руд (рудокластов) — продукт деструкции рудного тела, возникшего в депрессии на склоне экструзивного купола; *г* — формирование на трех уровнях разновозрастных «одноритмовых» залежей с наложением поздних продуктов рудогенеза на ранее возникшие рудные тела; *1—5* — вулканиты колчеданоносной формации: *1* — андезито-базальты, *2* — андезито-дациты, *3* — риодациты, *4* — экструзивные купола риолитов, *5* — продукты разрушения куполов; *6* — послерудная базальт-андезитовая формация; *7—9* — массивные и прожилковые руды разных периодов формирования: *7* — раннего, *8* — промежуточного, *9* — позднего; *10* — рудокласты; *11* — пиритоносные вулканомиктовые отложения; *12* — яшмоидные железо- и марганецсодержащие отложения; *13* — границы зоны подрудных метасоматических изменений и пиритизации всех периодов рудоотложения

ных донных образований, постепенно переходят на глубине в секущие корневые гидротермально-метасоматические, локализованные в верхних частях рудоподводящего канала. Собственно гидротермально-метасоматические залежи могут возникать в рудоподводящих каналах при отсутствии условий для рудоотложения на их выходах на морское дно либо при отсутствии сообщения между каналом и дном. По условиям возникновения подобные залежи чаще всего эквивалентны корневым частям комбинированных тел. В случае гидротермально-осадочных залежей (бескорневые тела) рудоотложение происходит в палеодепрессиях на том или ином удалении от выводных каналов при их расположении на поднятиях рельефа дна и перетекании изливающихся рудообразующих растворов — рассолов в понижения рельефа (см. фиг. 1, *б*). Мало распространенные самостоятельные залежи, сложенные рудокластами, представляют собой смещенные продукты субмаринной деструкции ранее возникших рудных тел (см. фиг. 1, *в*).

По соотношению процессов колчеданообразования с вулканической активностью выделяются три следующих варианта обстановок рудонакопления.

1. Период колчеданообразования полностью укладывается в интервал

относительного покоя — в перерыв между фазами вулканической активности. В этом случае на одном литолого-стратиграфическом уровне могут локализоваться залежи комбинированного и бескорневого классов с максимальной концентрацией рудообразующих компонентов в пространстве.

2. Процессы колчеданообразования проявляются на фоне активной вулканической деятельности, протекающей без существенных перерывов. В такой обстановке выводные каналы, последовательно перекрываемые продуктами разновременных извержений, наращиваются вверх по разрезу до угасания рудообразующей системы, создающей лишь гидротермально-метасоматические вкрапленно-прожилковые и штокверковые руды с ограниченными концентрациями вещества.

3. Колчеданообразование охватывает часть периода прерывистой вулканической деятельности, что обеспечивает возникновение высококонцентрированных рудных залежей комбинированного и бескорневого классов на нескольких уровнях, связанных друг с другом выводными каналами с разновременными гидротермально-метасоматическими залежами (см. фиг. 1, *г*). Подобные залежи могут завершать процесс колчеданообразования, если его поздние отрезки не совпадают с перерывом вулканической активности.

Для основных колчеданоносных провинций наиболее характерны первый и третий варианты. Второй вариант в «чистом» виде пока не описан для значительных по масштабам территорий. Это может свидетельствовать о существовании причинных связей между перерывами вулканической деятельности и колчеданообразованием, что должно учитываться при генетических построениях. В настоящее время допустима прямая зависимость между длительностью перерывов и массами гидротермально-осадочных руд, хотя при переменной скорости поступления рудного вещества возможны и иные соотношения.

Строение рудных тел, этапность и стадийность рудообразования. В колчеданном семействе преобладают залежи комбинированного класса, обладающие зональным распределением рудообразующих элементов и минералов относительно осей выводных каналов. Эта зональность в вертикальных сечениях рудных тел имеет как вертикальное, так и латеральное выражение, а в плане и горизонтальных сечениях — концентрическое. Она определена пространственным изменением количества каждого из минералов в обобщенном ряду пирит—халькопирит—сфалерит — галенит—барит и соответствующих элементов. Обычно фланговые и верхние части субпластовых тел обогащены Pb и Zn, средние — Cu, внутренние — S. Подобное распределение нарушается в тех нередких случаях, когда субпластовые части залежей обладают ритмичным строением, неоднократной повторяемостью приведенного ряда либо отдельных его фрагментов. Эта ритмичность, несомненно фиксирующая несколько разновременных периодов отложения сульфидов, может рассматриваться как следствие эволюции придонной линзы растворов — рассолов одноактного поступления либо как результат прерывистого выведения вещества из канала в область рудоотложения [2, 6]. Для последнего случая очевидны неизбежность взаимодействия каждой последующей порции поступающих растворов с ранее отложенным рудным веществом, его перекристаллизация и то или иное перераспределение. Пульсационно-прерывистый характер рудонакопления определяет, таким образом, полигенность колчеданных залежей.

Общая картина условий возникновения и строения колчеданных залежей в значительной мере усложняется, когда они расположены на нескольких литолого-стратиграфических уровнях при едином рудоподводящем канале, пересекающем нижние (и более ранние) рудные тела с соответствующими их преобразованиями (см. фиг. 1, *г*). Для подобной ситуации В. И. Смирновым отмечалось, что «при фильтрации сквозь сульфидные залежи последующих гидротерм... последние могут взаимодействовать с ранее отложившимися сульфидами» [8, с. 116].

Как убедительно свидетельствуют результаты изучения областей современного колчеданообразования, продукты первичного рудонакопления представлены смешанными сульфидными гелями с чрезвычайно низкими уровнями кристаллизационной организации [7]. Очевидно, для достижения свойств колчеданных руд эти осадки должны пройти сложные процессы диа- и эпигенетических превращений («рудофикацию») и испытать тот или иной метаморфизм, по крайней мере метаморфизм нагрузки. Отсюда следует, что наблюдаемые состав и строение колчеданных руд обусловлены последним из воздействовавших на них процессов и не могут быть отождествлены с характеристиками продуктов первичного рудонакопления. Этим определяется ограниченная эффективность результатов изучения минералогии руд, флюидных включений в их минералах, изотопии серы в пиритах без должного обоснования принадлежности объектов исследования к одному из трех рудоформирующих процессов (первичное сульфидонакопление, диа- и эпигенез сульфидного осадка, метаморфизм). Исключение в этом отношении составляют руды, локализованные в подводящих каналах и вследствие этого с большей вероятностью сохраняющие первичные характеристики.

Поскольку вулканогенно-осадочные колчеданные руды, подобно любому продукту осадконакопления, испытывают многообразные превращения вместе с вмещающей средой, их минералогическое изучение не дает однозначной информации о первичных условиях накопления. В силу этого классификации медноколчеданных месторождений по минеральному составу и возрастным соотношениям минералов друг с другом и с вмещающими породами не могут быть эквивалентны генетическим (по условиям возникновения) классификациям.

Существо превращений вулканогенно-осадочного сульфидного материала и их значение для генетических интерпретаций удачно выражено в сводной работе Р. Хатчинсона: «Пластическая деформация вследствие податливости более мягких сульфидных и нерудных минералов, катакластическая деформация более твердых из них, взаимопроникновение, перекристаллизация в системе сульфид—сульфид и сульфидно-силикатные реакции, регрессивное изменение равновесности,— все это в многочисленных вариантах порождает удивительные комбинации измененных минералов, новых минералов, минеральных сростков, структур и текстур. Интерпретации генезиса и парагенезиса, основанные на микроскопическом изучении структур и срастаний минералов в метаморфизованных сульфидных рудах, субъективны, имеют сомнительную надежность и поэтому — ограниченную ценность. Они, так же как и термобарометрические исследования сульфидов, могут много выявить в отношении условий последнего метаморфизма, но мало, если не ничего, в отношении дометаморфического, первичного генезиса» [13, с. 773].

Этим определяются сложности, возникающие при применении к месторождениям колчеданного семейства понятий «стадия» и «этап» минералообразования в их классическом содержании.

С учетом периодизации металлогенических процессов, предложенной Е. Т. Шаталовым, этап минерализации может сопоставляться с периодом становления той или иной колчеданоносной вулканогенной формации. Тогда каждая из разновременных залежей, находящихся на нескольких уровнях, должна отвечать стадии минералообразования, а синхронные продукты рудоотложения, образующие разные части залежей,— импульсам рудообразования. Необходимость выделения трех вещественно-временных таксонов разного ранга (при любых их наименованиях) определяется объективными условиями нахождения и формирования месторождений колчеданного семейства.

Колчеданные месторождения и другие продукты вулканогенного рудообразования. Над многими фанерозойскими колчеданными залежами постоянно расположены зоны гематитизации либо пачки яшмовидных железо- и марганецсодержащих пород. Обычно масса железа в таких образованиях составляет весьма малую долю от количества этого элемента.

сконцентрированного в рудных телах. Тем не менее на месторождениях атасуйского типа над сульфидными рудами, сменяя их по вертикали и латерали, развиты довольно мощные горизонты железных (гематит, магнетит) и железо-марганцевых руд.

Существенно большие масштабы накопления окислов железа над сульфидными рудами установлены в древних колчеданоносных провинциях. Так, по описаниям Р. Стэнтона [17], в районе месторождения Брокен Хилл в Австралии образования типа железистых кварцитов (banded iron formation), обладающие весьма значительной мощностью, закономерно сменяют сульфидные руды по вертикали. В архейских зеленокаменных поясах Западной Австралии в разрезах коматиитовой серии железистые кварциты развиты среди кислых вулканитов в одних и тех же пачках с сульфидными телами, располагаясь выше последних [15]. В низах подобных разрезов среди толеитовых базальтов находятся ультраосновные тела (потоки) с медно-никелевыми рудами в основании [15]. Формирование скоплений окислов железа над сульфидными залежами проще всего объяснить сменой режима серы режимом кислорода на завершающих стадиях колчеданообразования вследствие обмеления палеобассейна при общем воздымании, хотя в депрессиях Красного моря гетитовые фации илов расположены над сульфидными на глубине более 2000 м [7].

С одной стороны, изложенное выше допускает приложение основных элементов генетической модели колчеданообразования к формированию вулканогенных железорудных месторождений типа Лан-Диль. С другой стороны, скарново-магнетитовые месторождения в вулканогенных толщах, в ряде случаев рассматриваемые как метаморфизованные вулканогенно-осадочные [1], по главным характеристикам рудоформирующих процессов эквивалентны контактово-метаморфизованным колчеданным месторождениям. Все это иллюстрирует отмеченное В. И. Смирновым [3] положение о роли изучения колчеданных месторождений в формировании теории вулканогенного рудообразования.

Отметим, что тесные пространственно-временные ассоциации окисных и сульфидных руд, отражающие их генетическое родство, должны быть использованы в прикладной геологии, в первую очередь в древних железорудных провинциях.

Современный уровень разработанности проблемы колчеданных месторождений позволяет формировать их статичные и динамические — генетические модели, учитывающие комплекс факторов, влияющих на позицию и строение рудных тел [4, 6]. Для иллюстрации подобных моделей остановимся на характеристике Подольского месторождения (Южный Урал), представляющего пример глубокозалегающих слабо метаморфизованных и недеформированных объектов. Основные элементы модели приняты в соответствии с разработками А. И. Кривцова [6].

1. Колчеданоносная вулканогенная формация — ранне-среднедевонская, непрерывная, состоящая из четырех толщ — групп дифференциатов (снизу вверх): базальтовой, андезито-базальтовой, андезито-дацитовой и дацитовой, суммарной мощностью около 1,5 км. От ранних толщ к поздним убывает доля лавовых и увеличивается роль туфовых фаций. Дацитовая толща по времени формирования частично перекрывается с периодом становления многогенерационных «ранних» экструзивных куполов риодацитового состава. Более поздние купола риодацитов—риолитов сформированы на поверхности кровли дацитовой толщи, а иногда на «ранних» куполах.

2. Отложения, перекрывающие колчеданоносную формацию, представлены туфовыми фациями базальт-андезито-базальтовой формации, в основании которой расположены «пестрая» обломочная пачка с пропластками вулканомиктовых пород, составляющая базальный горизонт, и лавовые потоки, отходящие от поздних экструзивных куполов. Вулканиты этой формации перекрыты эйфельским обломочным горизонтом, над

которым залегает маломощная пачка яшмовидных образований, а затем мощная вулканомиктовая толща.

3. Рудовмещающая часть разреза отвечает дацитовой толще вместе с «ранними» куполами риодацитов.

4. В качестве рудоконтролирующей структуры выступает сложно построенный «ранний» экструзивный купол, в становлении которого выделяется несколько фаз выжимания с разрушением сводовой части, формированием осыпных брекчий и растеканием протяженных лавовых потоков. Купол формирует положительную структуру, состоящую из серии выступов и впадин разных масштабов.

5. На месторождении выделяется три уровня локализации субпластовых рудных тел: кровля погруженной части купола, средняя часть разреза дацитовой толщи и кровля этой толщи (основной уровень), каждый из которых отвечает перерыву в поступлении вулканогенного материала на участки рудоотложения.

6. Главная рудовмещающая структура — депрессия на склоне «раннего» экструзивного купола, ограниченная его гребневидными выступами полукольцевой формы и выполненная вулканитами дацитовой толщи (фиг. 2).

7. Рудоподводящие каналы — зоны дробления с вкрапленной и штокверковой минерализацией, развитые в теле купола и в дацитовой толще со стороны лежачего бока рудных тел всех уровней и вмещающие небольшие их апофизы, секущие напластование (фиг. 3).

8. Сульфидоносные метасоматиты серицитолитовой формации контролируются рудоподводящими каналами и развиты по породам дацитовой толщи и купола ниже кровли колчеданоносной формации с наибольшей интенсивностью в пределах рудовмещающей депрессии.

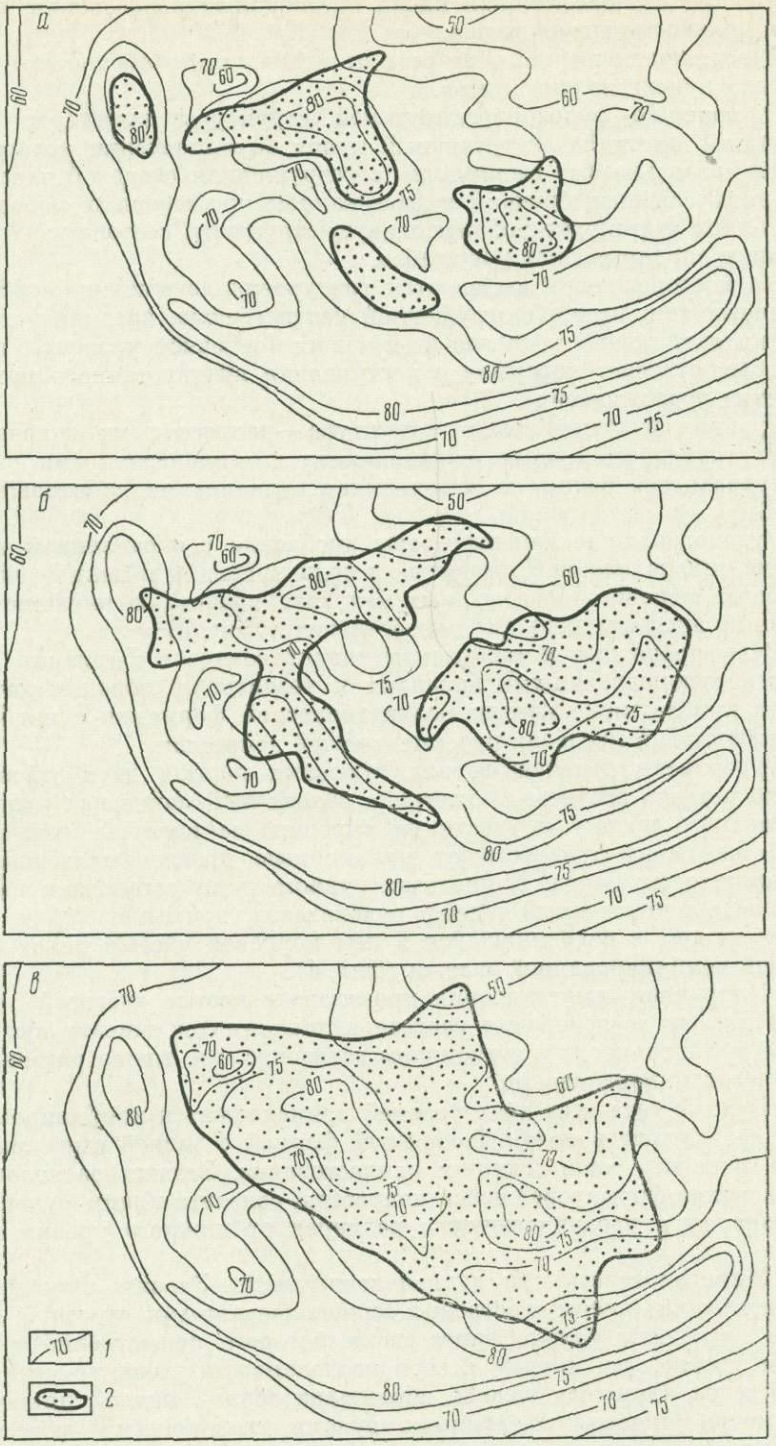
9. Рудокласты отмечаются над залежами первых двух уровней, но особенно широко развиты в «пестрой» обломочной пачке над рудным телом основного уровня и участками смещены за контуры этой залежи. В этой же пачке присутствуют маломощные прослои сульфидоносных вулканомиктовых пород. В пределах рудного поля установлен на одном из участков протяженный шлейф рудокластов, примыкающий к экструзивному куполу с сохранившейся в нем корневой частью ранее существовавшей комбинированной залежи (фиг. 4).

10. Надрудная гематитизация проявлена в кровле «пестрой» пачки и распространена до основания разреза вулканомиктов живета при максимальной интенсивности в яшмоидном горизонте, где также развивается и марганцевая минерализация.

11. Рудные тела всех трех уровней принадлежат к комбинированному классу и обладают в целом Т-образной формой с разной выраженностью апофиз лежачего бока, секущих напластование. Залежи расположены в унаследованно формировавшейся депрессии, связаны общим рудоподводящим каналом и увеличиваются в размерах от нижнего уровня к верхнему.

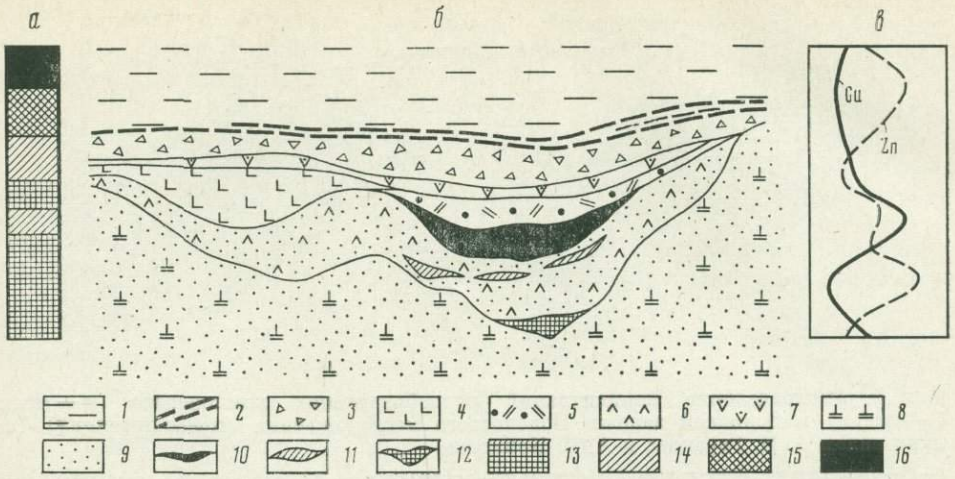
12. Минералогическая и рудная зональность. Залежи нижнего уровня представлены преимущественно серноколчеданными рудами с ограниченным развитием халькопирита, доля которого существенно выше на среднем уровне, где наряду с серноколчеданными развиты медноколчеданные руды. Основная залежь образована серно-, медно-, цинково-медно- и медно-цинково-колчеданными рудами, сменяющими друг друга в приведенной последовательности по мощности от подошвы к кровле и от корневой части к флангам. По распределению типов руд в вертикальных сечениях залежи устанавливается не менее трех крупных полных и неполных ритмов. В плане на пресс-проекции Основная залежь обладает концентрической зональностью, что выражено в приуроченности максимальных концентраций серы к осевой части, цинка — к периферии, меди — к промежуточной зоне (фиг. 5).

Охарактеризованные элементы модели Подольского месторождения однотипны в своем конкретном выражении для широкого круга объектов



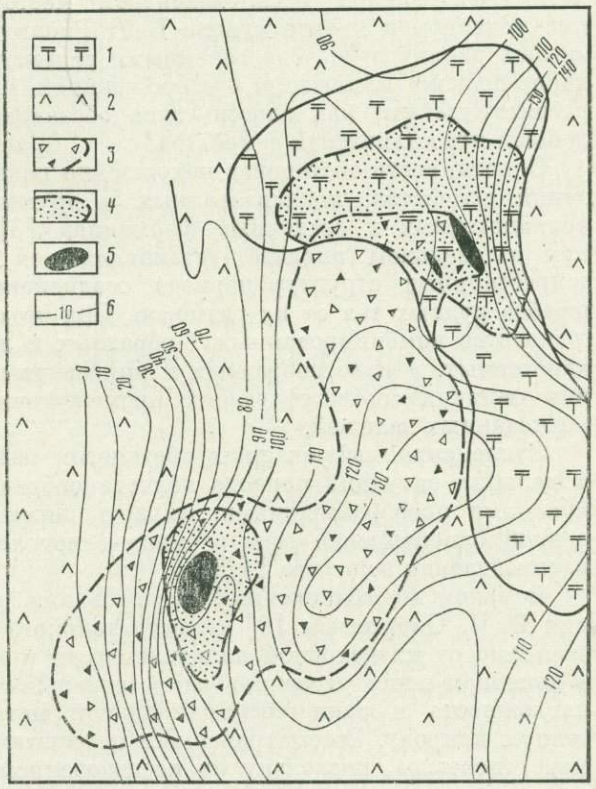
Фиг. 2. *Положение рудных тел Подольского месторождения в депрессии* экструзивного купола риолитового состава (по материалам А. Н. Геракова и А. И. Кривцова)

Рудные тела разных уровней: *а* — нижнего (на кровле купола), *б* — среднего (в дацитовой толще), *в* — верхнего (в кровле дацитовой толщи); *1* — изоглубины кровли купола (в условных единицах); *2* — рудные тела



Фиг. 3. Разрез Подольского месторождения (*б*), распределение типов руд (*а*) и график изменения концентраций рудообразующих компонентов (*в*) в типовых сечениях по мощности Основного рудного тела (по материалам А. Н. Геракова и А. И. Кривцова)

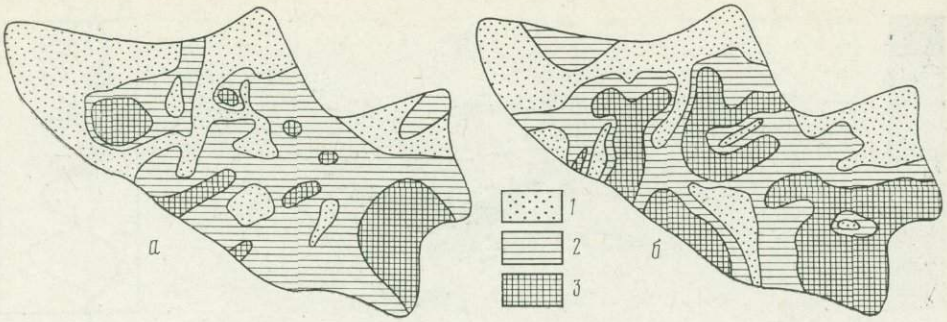
1 — вулканомиктовые отложения;
2 — яшмы;
3 — «пестрая» обломочная пачка с преобладанием обломков андезито-базальтового состава;
4 — лавы андезито-базальтов;
5 — «пестрая» обломочная пачка с рудокластами;
6 — дацитовая толща;
7 — «поздние» купола риодацит-риолитов;
8 — «ранние» купола риодацитового состава;
9 — метасоматиты серицитолитовой формации;
10 — *12* — рудные тела разных уровней рудоотложения:
10 — верхнего,
11 — среднего,
12 — нижнего;
13 — *16* — типы руд:
13 — серноколчеданные,
14 — медноколчеданные,
15 — медно-цинксодержащие,
16 — преимущественно цинково-колчеданные



Фиг. 4. Шлейф рудокластов на периферии рудовмещающего экструзивного купола (по материалам О. В. Мининой)

1 — экструзивный купол риолитовых порфиров; *2* — лавовые и туфовые фации андезито-дацитов; *3* — ареал обломочных пород с рудокластами; *4* — метасоматиты серицитолитовой формации с прожилково-вкрапленной минерализацией; *5* — медноколчеданные залежи; *6* — изоглубины залегания поверхности непрерывной формации (в условных единицах)

этого семейства. Главные рудоконтролирующие и рудовмещающие элементы — сочетание риолитовых экструзивных куполов с синвулканическими депрессиями — обнаруживаются на всех месторождениях, приуроченных к вулканогенным формациям, подобным непрерывной, независимо от их возраста. В частности, такая же ситуация выявлена на



Фиг. 5. Распределение концентраций рудообразующих компонентов (*а* — меди, *б* — цинка) в Основной залежи Подольского месторождения (пресс-проекция) (по материалам А. Н. Геракова и А. И. Кривцова)

1—3 — содержания меди и цинка в рудах: *1* — минимальные, *2* — средние, *3* — высокие

метаморфизованном позднеархейском месторождении Вайз в Канаде, приуроченном к кровле купола Вайт Риолиты [3], а сочетания куполов «белых риолитов» с депрессионными структурами на миоценовых колчеданно-полиметаллических месторождениях Японии (Куроко) давно уже рассматриваются как классические обстановки рудонакопления для подобных представителей семейства.

Однотипность обстановок нахождения показана ранее и для месторождений семейства, локализованных в других вулканогенных, осадочно-вулканогенных и осадочных формациях [3]. Практически повсеместно при тщательном анализе устанавливается рудоконтролирующая роль депрессионных структур периода осадконакопления и зависимость масштабов рудных тел от их размеров. При этом отчетливо устанавливается господство комбинированных Т-образных и линзовидных залежей в вулканогенных, а пластообразных и линзовидных — в осадочных формациях при наличии соответствующих промежуточных морфологических типов колчеданных залежей.

Отклонения наблюдаемых обстановок нахождения месторождений от модельных ситуаций периода колчеданообразования определяются последующими преобразованиями, выражающимися в изменении пространственной ориентировки всех элементов моделей и в том или ином перераспределении вещества [4].

В целом многочисленные исследования, выполненные после выделения В. И. Смирновым [9] самостоятельного колчеданного семейства независимо от их исходной направленности и концепционного содержания, в конечном итоге утвердили самостоятельность этого семейства, его принадлежность к раннегеосинклинальной металлогении и эндогенно-экзогенную природу. Рассматриваемым продуктам рудогенеза в определенной мере «повезло», поскольку их исследованием в течение длительного периода занимались значительные научные силы СССР и ряда зарубежных стран. В результате этого многие закономерности размещения колчеданных месторождений и ряд аспектов их генезиса получили глубокую проработку и могут считаться разрешенными (насколько вообще допустимо отнесение геолого-генетических проблем к разрешенным). Тем не менее проблема требует дальнейшего развития по тем направлениям, которые оказались недостаточно разработанными, и по путям, представляющим интерес для исследования процессов рудообразования вообще. К их числу при современном состоянии проблемы можно отнести следующие.

1. Этапность и стадийность колчеданообразования как суммы рудоформирующих процессов: отложения первичного сульфидного вещества, его переотложения с нижних уровней на верхние при этажном располо-

жении залежей, последующих эпи- и диагенетических преобразований и метаморфизма с анализом комплекса соответствующих превращений рудообразующих и околорудных минералов, распределения и поведения элементов-примесей.

2. Состав транспортирующих агентов, формы переноса вещества, $P-T$ условия транспортировки и отложения.

3. Разработка эталонных моделей месторождений по типовым обстановкам нахождения для целенаправленного изучения вновь обнаруживаемых объектов.

4. Совершенствование модели рециклинга с определением признаков зон нисходящих токов вод для уточнения параметров рудообразующих систем и критериев прогноза скрытых месторождений.

5. Качественные и количественные разработки проблемы источников вещества и энергии при колчеданообразовании.

6. Выявление природы «стартового механизма» рудообразующего процесса.

7. Исследование характера соотношений и возможных связей колчеданных месторождений с другими продуктами доорогенной металлогении — производными базитового магматизма.

8. Продолжение исследований в областях современного колчеданообразования как основы для расшифровки условий возникновения и формирования ископаемых колчеданных руд.

9. В рамках разработки проблемы подземного выщелачивания металлов целесообразна постановка эксперимента по моделированию рециклинговой системы в природных условиях. Принципиальная схема подобного эксперимента должна включать помещение малогабаритного энергетического источника в скважину, находящуюся в соответствующей гидрогеологической обстановке, и создание на путях движения вод соответствующих дренирующих устройств с осаждением растворенных соединений из восходящих потоков минерализованных вод.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Белевцев Я. Н., Бухаров В. П., Науменко В. В.* и др. О вулканогенно-осадочном происхождении магнетитовых руд Урала.— Геология руд. месторождений, 1982, № 1, с. 53—66.
2. *Бородаевская М. Б., Кривцов А. И.* Положение колчеданных залежей Урала в разрезах вулканогенных формаций.— Геология руд. месторождений, 1980, № 6, с. 47—59.
3. Колчеданные месторождения мира / М. Б. Бородаевская, Д. И. Горжевский, А. И. Кривцов и др. М.: Недра, 1979. 284 с.
4. *Кривцов А. И.* Оптимизация поисков медноколчеданных месторождений (на примере Урала).— Сов. геология, 1982, № 2, с. 12—22.
5. *Кривцов А. И., Макеева И. Т.* Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: ВИНИТИ, 1981. 134 с.
6. *Кривцов А. И., Шишаков В. Б.* Распределение меди и цинка в колчеданных месторождениях Урала.— Геология руд. месторождений, 1980, № 4, с. 57—70.
7. *Скрипченко Н. С.* Осаждение и дифференциация рудных илов впадины Атлантик-II Красного моря.— Геология руд. месторождений, 1983, № 1, с. 74—83.
8. *Смирнов В. И.* Соотношение эндогенного и экзогенного рудообразования в субмаринных вулканогенных геосинклинальных комплексах.— В кн.: Проблемы генезиса руд. М.: Недра, 1964, с. 111—117.
9. *Смирнов В. И.* Геология месторождений полезных ископаемых. М.: Недра, 1969. 687 с.
10. *Смирнов В. И.* Пути развития металлогении.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1981, т. 13, с. 8—20.
11. *Смирнов В. И.* Энергетические основы постмагматического рудообразования.— Геология руд. месторождений, 1981, № 1, с. 5—17.
12. Handbook of stratabound and stratiform ore deposits. Amsterdam et c.: Elsevier, 1976. Vol. 6.
13. *Hutchison R. W.* Syn-depositional hydrothermal processes and Precambrian sulphide deposits.— Geol. Assoc. Canada Spec. Pap., 1982, N 25, p. 761—791.
14. *Hutchinson R. W., Fyfe W. S., Kerrich R.* Deep fluid penetration and ore deposition.— Miner. Sci. Eng., 1980, **12**, N 3, p. 107—120.
15. *Marston R. J., Groves D. S., Hudson D. R., Ross J. R.* Nickel sulfide deposits in Western Australia: A review.— Econ. Geol., 1981, **76**, p. 1330—1363.

16. *Spooner E. T. C.* Cu-pyrite mineralization and seawater convection in oceanic crust — the ophiolitic ore deposits of Cyprus.— Geol. Assoc. Canada Spec. Pap., 1980, N 20, p. 686—701.
17. *Stanton R. L.* Banded iron formation and sulfide ore bodies: Constitutional and genetic ties.— Bull. Inst. Mining. and Met., 1976, N 1385, p. 132—141.

УДК 553.27:550.41

Г. Ф. ЯКОВЛЕВ

ЭВОЛЮЦИЯ РУДОНОСНЫХ ВУЛКАНОГЕННЫХ СТРУКТУР

В трудах советских геологов большое внимание уделяется рудоносности вулканогенных формаций, в которой немаловажное место занимают вопросы, связанные с эволюцией вулканизма, вулканогенных структур и ассоциирующего с ними оруденения. Они являются составной частью крупной проблемы о полигенности и полихронности рудных месторождений, в частности колчеданных, впервые выдвинутой и разработанной В. И. Смирновым [10, 11]. Эта проблема имеет важное теоретическое и прикладное значение, так как служит научной основой прогноза поисков вулканогенных месторождений и скрытых рудных залежей. В связи с этим следует остановиться на эволюции вулканогенных структур различных типов и масштабов в металлогенических провинциях как областей молодого вулканизма, так особенно палеовулканических с эвгеосинклинальным режимом — Урала, Алтая; Японии, Канады, Австралии и др. [1—5, 8, 9, 12, 13, 15—19].

ЭВОЛЮЦИЯ РУДОНОСНЫХ ВУЛКАНО-КУПОЛЬНЫХ СТРУКТУР

Сложную и длительную эволюцию претерпели купольно-кольцевые структуры в областях современного и молодого вулканизма, как, например, на Камчатке — Налачевская, Карымская и др. Налачевская структура развивалась от верхнего мела до четвертичного периода включительно, т. е. в течение 100 млн. лет. Она формировалась в несколько вулканических этапов, состоящих иногда из двух стадий. На ранних стадиях происходило кальдерообразование, сопровождавшееся мощными извержениями пирокластики и игнимбритов, на поздних — формирование внутрикальдерных стратовулканов. Для таких купольно-кольцевых структур, по данным Ю. П. Масуренкова и Л. А. Комковой [7], характерно направленное центростремительное развитие: сокращение площадей депрессий или эксплозивных кальдер, уменьшение длительности ритмов вулканизма и объемов вулканитов в них, стягивание вулкано-тектонической активности к центру купола, т. е. телескопирование. Последовательность купола- и мульдообразования свидетельствует о том, что одна форма стремилась компенсировать другую — на своде возникала депрессия, а в депрессии — купол и, наконец, на куполе — кальдера. Таким образом, положительные и отрицательные вертикальные (точнее, радиальные) движения взаимосвязаны, они характеризовались ускорением, замедлением и даже обращением их знака; амплитуда и площадь этих структур, вовлекаемых в последующий ритм, сокращались, как и их длительность. Гипсометрическое положение структур также изменялось направленно: оно было низким для первого этапа, средним — для второго и начала третьего и высоким — для конца третьего.

Центростремительная тенденция отмечается также в развитии магматизма и оруденения [7]. В Налачевской структуре наиболее ранние проявления магматизма (мел — палеоген) сосредоточены на ее перифе-

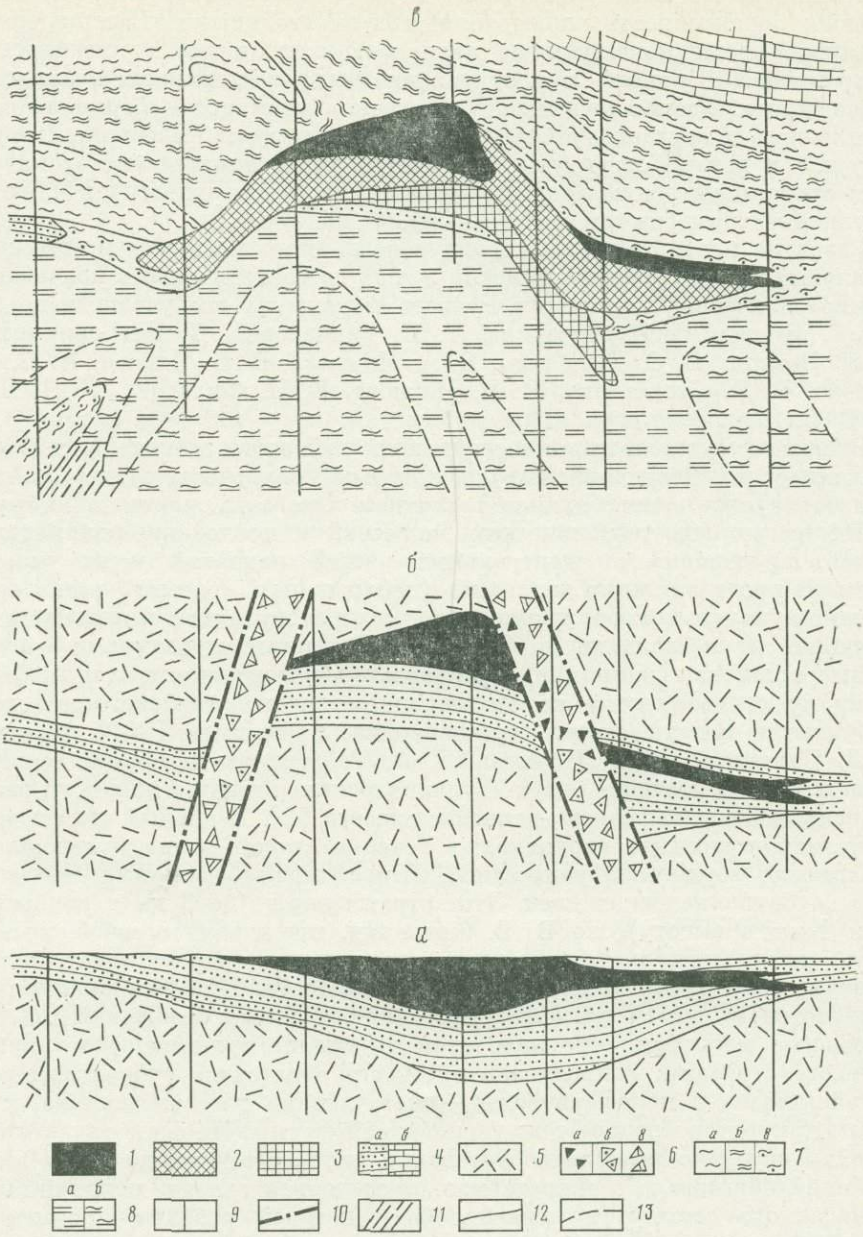
рии. Миоценовый магматизм развит на всей площади структуры, но наибольшая интенсивность наблюдается вблизи его центра. В плиоцен-четвертичное время максимальная активность вулканизма приходилась на центр купола. В ранний этап оруденение было субмаринным вулканогенно-осадочным и сопровождалось накоплением кремнистой формации с рудами железа и марганца; в более поздние этапы рудообразование концентрируется в центре структуры и является гидротермально-метасоматическим субвулканическим (сотни метров от палеоповерхности) и даже гиповулканическим (на глубине 1—2 км).

Развитие положительных структур различного масштаба в эвгеосинклинальных вулканических областях лучше всего проявлено в колчеданно-полиметаллической провинции Рудного Алтая, где оно установлено благодаря работам В. В. Авдонина, Т. Я. Гончаровой, Д. И. Горжевского, Ю. И. Демина, В. С. Кузебного, В. А. Наумова, В. В. Попова, И. П. Пугачевой, В. И. Старостина, В. И. Чернова, Е. И. Филатова, Г. Н. Щербы, Е. Б. Яковлевой и др.

Эволюция вулкано-тектонических поднятий этого региона (Алейского, Синюшинского, Ревнюшинского), к которым приурочены рудные районы, характеризуется центробежным развитием. Оно заключается в миграции девонских вулкано-тектонических депрессий и колчеданно-полиметаллического оруденения от центральных частей поднятий к их краевым зонам. В пределах таких депрессий (центральных, краевых) развивались вулкано-купольные сооружения, обычно стратовулканы, имеющие в поперечнике от нескольких до 8—10 км. С такими структурами связаны рудные поля, как, например, Николаевское, которое приурочено к одноименному стратовулкану на юго-западном склоне Алейского поднятия.

Развитие Николаевского стратовулкана, по данным В. В. Авдонина, А. Л. Дергачева, В. А. Наумова, Т. А. Тойбазарова и других геологов, происходило в течение двух вулканических этапов — живетско-раннефранского и позднефранско-раннефаменского [2]. В первый этап возникла вулкано-купольная структура; в течение второго этапа произошло ее усложнение вершинной депрессией, выполненной базальтами, и становление субвулканических даек. Этот стратовулкан (до 3 км в поперечнике и 1 км в высоту), по В. В. Авдонину, представляет собой совокупность нескольких экструзивно-лавовых куполов риолитового состава, различных по масштабам и степени сохранности. Каждый из них перекрыт потоками лав и пачками туфогенно-осадочных отложений [2]. Николаевское месторождение находится на склоне вулканического купола сложного строения: центральная часть его образована субвулканическими риолитами, а периферическая — экструзивами того же состава, к которым приурочено рудное тело серповидной формы. На фоне развития купола происходило колчеданообразование, которое протекало в два этапа: в ранний образовалась гидротермально-осадочная залежь медно-цинково-колчеданного состава, в лежачем боку которой развиты прожилково-вкрапленные руды (корневая зона); в поздний этап отложились гидротермально-метасоматические колчеданно-полиметаллические руды. Кроме того, проявилась более поздняя гидротермальная минерализация, локализовавшаяся в синвулканических трещинах [2].

Полигенность и полихронность рудообразования при эволюции вулкано-купольной структуры продемонстрирована В. А. Прокиным с соавторами [9] на примере медноколчеданного месторождения Узельгинского рудного поля на Южном Урале, которое сложено среднедевонской базальт-риолитовой формацией и образовалось в три этапа (фиг. 1). В течение первого синвулканического этапа в околожерловой депрессии наряду с туфогенными осадками отлагались гидротермально-осадочные залежи слабо медистых колчеданных руд. В следующий этап, когда ранняя рудная залежь была перекрыта туфами и лавами кислого состава, на месте депрессии возник купол, образованный экструзивными и субвулканическими породами кислого состава. Крылья купола были осложнены синвулканическими зонами и сопровождались дроблением и рассланцева-



Фиг. 1. Схема формирования медноколчеданного месторождения Узельгинского рудного поля на Южном урале, по В. А. Прокину, П. Я. Ярошу и В. В. Масленникову [9]

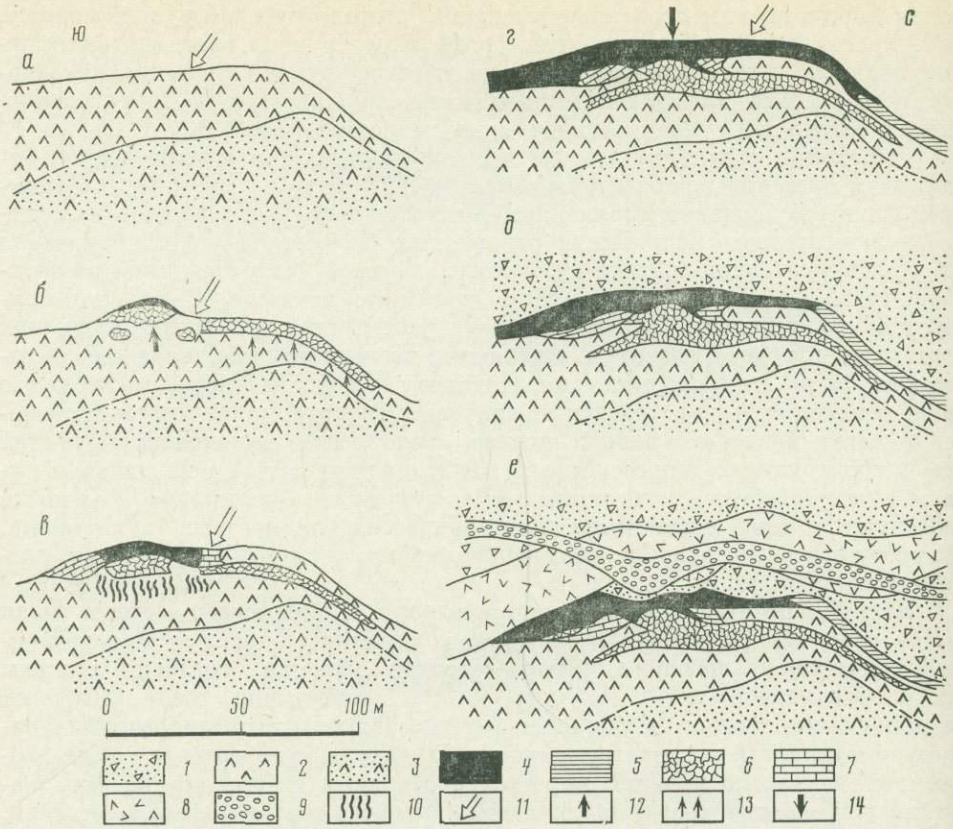
а — эксгаляционно-осадочная стадия; *б* — стадия формирования купола (горст-антиклинали); *в* — гидротермально-метасоматическая стадия; *1* — эксгаляционно-осадочные серноколчеданные и медистые руды; *2, 3* — гидротермально-метасоматические руды: *2* — медисто-цинковистые, *3* — серноколчеданные и медистые; *4* — слоистые туффиты (*а*), известняки (*б*); *5* — риодациты, дациты и их туфы; *6* — тектонические брекчии: *а* — рудные, *б* — туффитов, *в* — кислых вулканитов; *7* — частично измененные породы: *а* — пиритизированные, *б* — эпидотизированные, *в* — серицитизированные; *8* — метасоматиты: *а* — серицит-кварцевые, *б* — серицит-хлорит-кварцевые; *9* — буровые скважины; *10* — разломы; *11* — зоны рассланцевания; *12* — геологические границы; *13* — предполагаемые границы развития метасоматитов

нием пород; по ним произошло смещение сингенетической рудной залежи, перекристаллизация и частичная регенерация руд. В третий этап сформировалось гидротермально-метасоматическое рудное тело медноколчеданного состава, обладающее внутренней зональностью и сопровождающееся обширным ореолом околорудных метасоматитов.

Описанная структура в какой-то мере напоминает вулканические биклинали Южного Урала, изученные А. И. Кривцовым [5] и О. В. Мининой на месторождении Юбилейное. Месторождение расположено на склоне вулканического поднятия, образованного базальтоидами, и приурочено к участку развития кислых вулканитов верхней части базальт-липаритовой формации силурийского—раннедевонского возраста. Оно характеризуется длительным (пятиэтапным) развитием рудоконтролирующих структур и рудообразования. Эволюция последнего проявилась в сокращении роли гидротермально-осадочного и осадочно-метасоматического рудоотложения и в возрастании значения гидротермально-метасоматического оруденения от ранних этапов становления рудоконтролирующих структур (вулкано-депрессионных), благоприятных для первых двух типов рудоотложения, к поздним (вулканическим биклиналям), которые образуются при перекомпенсации депрессий продуктами вулканизма. Гидротермальные руды в них контролируются синвулканическими разломами и трещинами.

Барит-полиметаллические месторождения Жайремского рудного поля (Центральный Казахстан), сложенного кремнисто-карбонатно-терригенной формацией позднего девона—раннего карбона, согласно данным Н. М. Митряевой, А. А. Рожнова, Ф. Ф. Таранушина, В. И. Щибрика и др., формировались в три этапа — седиментационный, гидротермально-метасоматический и гидротермальный. Структура рудного поля также эволюционировала по крайней мере в два основных этапа: ранний (позднедевонский), когда возникли локальные конседиментационные депрессии, в которых накапливались гидротермально-осадочные залежи железо-марганцевых руд, пиритовых и сфалеритовых ритмититов, и поздний (ранненижнекаменноугольный) этап, в течение которого образовались купольные структуры с приуроченными к ним гидротермально-метасоматическими барит-полиметаллическими рудами. Эти рудоносные структуры, по данным А. В. Ткачева, сформировались, вероятно, в результате механического воздействия штокообразных субвулканических тел на вышележащие отложения; возможно, также в связи с гидравлической тектоникой, как это имело место на алтайских месторождениях. Складки поперечного изгиба (штамповые) на Жайреме образовались под воздействием вертикальных тектонических сил и горизонтальных растягивающих усилий.

Развитие вулканического купола и одновременно с этим формирование колчеданных залежей хорошо иллюстрируется примером месторождения Маунт Чалмерз в Восточном Квинсленде (Австралия), описанном Р. Лярджем и Р. Ботом [19]. Здесь медно-золотые руды залегают в риодацитовых пирокластах пермского возраста. Главная рудная залежь приурочена к вершине, а Западная — к склону вулканического купола, имеющего в поперечнике 300 м и высоту 120 м; он сложен окварцованными туфами кислого состава. Рудовмещающая толща представлена риодацитовыми туфами и кремнистыми породами, горизонтами вулканических брекчий и туфогенных граувакков. Рудные тела состоят из согласных залежей массивных сульфидных руд, отложившихся в субмаринных условиях на верхних горизонтах и сменяющихся на флангах пирит-баритовыми и прожилковыми рудами, образующими штокверки на нижних горизонтах (корневая зона). Диапировое поднятие пирокластики вокруг трещин во время циркуляции гидротермального потока, по мнению авторов, явилось причиной создания купольной структуры [19]. Таким образом, это явление сходно с описанным В. И. Старостиным [13] механизмом формирования гидравлических куполов, к которым приурочены залежи барит-полиметаллических руд на некоторых алтайских месторождениях, в частности на Риддер-Сокольном.



Фиг. 2. Интерпретация геологической истории Западной залежи месторождения Маунт Чалмерз, по Р. Ляржу и Р. Боту [19]

а—е — стадии эволюции купольной структуры и колчеданообразования; *1* — вулканокласты висячего бока; *2—3* — окварцованные породы лежачего бока: *2* — литокластические туфы, *3* — туфоалевролиты; *4* — массивные и слоистые руды; *5* — туфы с обломками сульфидов; *6* — прожилковые руды; *7* — слоистые пирит-доломитовые породы; *8—9* — субвулканические породы: *8* — андезиты, *9* — кварц-полевошпатовые порфиры; *10* — доломитовые жилы; *11* — морское дно; *12* — главный канал; *13* — побочные каналы; *14* — центральный гидротермальный участок

Эволюция структуры Маунт Чалмерз, согласно представлениям Р. Ляржа и Р. Бота, протекала в несколько стадий (фиг. 2): а) отлагались мелкозернистые туфы, затем грубые пирокласты риолитового состава; б) начальные гидротермы образовали кремнистые туфы вокруг главного их выхода, затем проявилась пирит-халькопиритовая прожилковая минерализация, а на дне моря отлагались массивные пирит-халькопиритовые руды; в) формировалась прожилковая и массивная сульфидная минерализация; происходили углекислые и серные эксгаляции, сопровождавшиеся образованием доломита и пирита; г) на дне моря продолжалось отложение обогащенных баритом залежей слоистых массивных и обломочных руд; д) в кровле залежей шло накопление илов и яшмовых прослоев, сопровождавшееся эксгаляциями, после прекращения гидротермальной деятельности продолжалось отложение кристалло- и витрокластических туфов; е) на завершающей стадии возникали андезитовые силлы и порфировые дайки, после чего проявилась складчатость.

С завершающим этапом формирования сложной кольцевой вулканоструктуры экструзивного типа в орогенном вулканическом поясе Н. П. Лаверов и А. Е. Толкунов [6] связывают вулканогенные месторождения, вертикальный размах оруденения которых колеблется от нескольких сот метров до 1 км. Развитие такого купола, имеющего в поперечнике 1,5—2,5 км, происходило в несколько этапов: 1) возникновение

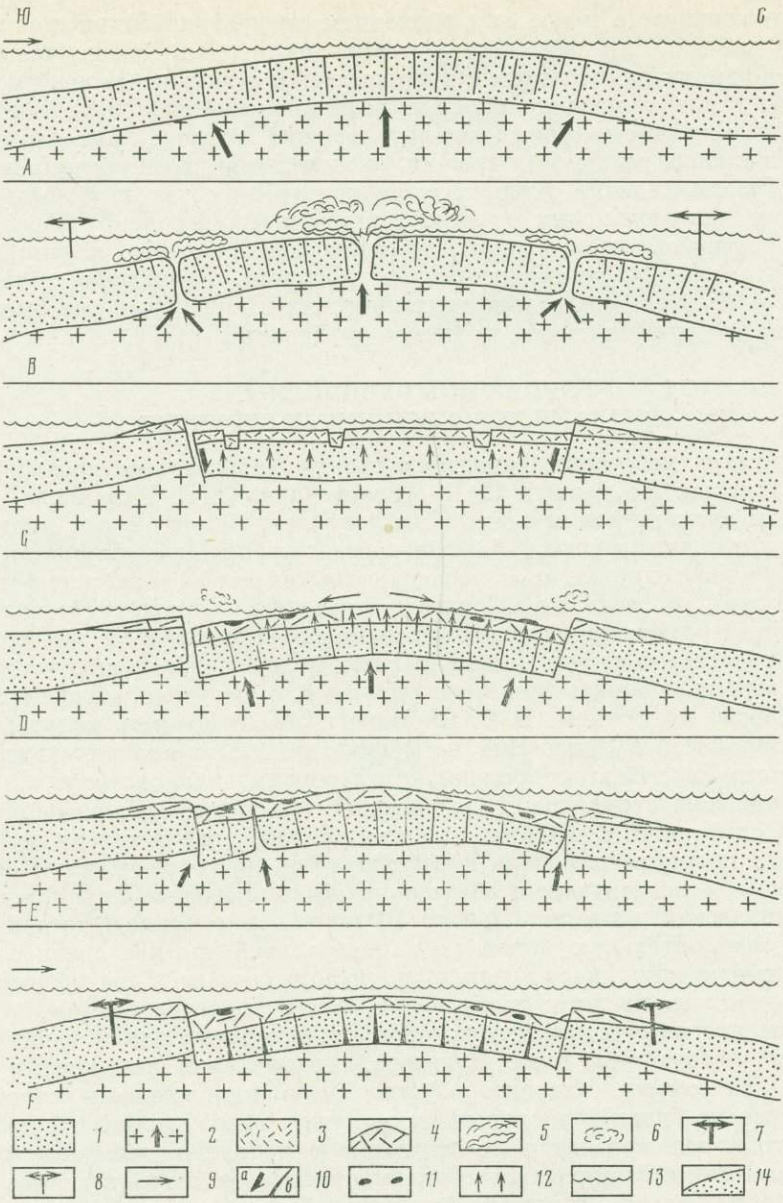
краевого кольцевого пояса под давлением внедряющейся кислой магмы; 2) образование кольцевого горста и связанного с ним экструзивного купола; 3) формирование поздних куполовидных вулканов; 4) грабенообразное проседание кольцевого блока и возникновение кальдеры, сопровождавшееся развитием горизонтальных трещин отрыва, зон конических периклинальных разломов и трещин, внешних и внутренних дуговых разломов; 5) становление поздних субвулканических тел и формирование локальных полукольцевых разломов в прикальдерной зоне; 6) образование трубок взрыва; 7) подновление тектонических разломов, возникновение новых и смещение ранних кольцевых разломов, становление региональных даек; 8) вновь оживление тектонических и кольцевых разломов, трещин и проявление постмагматического оруденения.

ЭВОЛЮЦИЯ РУДОНОСНЫХ ВУЛКАНО-ДЕПРЕССИОННЫХ СТРУКТУР

Некоторые депрессии характеризуются сравнительно кратковременным развитием. По данным С. Е. Апрелкова и Ю. П. Пузанкова, в кайнозойском вулканическом поясе Камчатки встречаются такие депрессии, выполненные вулканитами базальт-андезит-риолитовой формации. Они формировались одноэтапно с последующим их воздыманием и разрушением. В этих депрессиях зональность оруденения фиксируется низкотемпературными проявлениями ртути, мышьяка и серы в их центральных приповерхностных частях (сольфатарные поля) и более высокотемпературной минерализацией (полиметаллической, медно-молибденовой и редкометальной) на глубине. В. С. Шеймович [14] к простым кальдерам относит Паужетскую депрессию на Камчатке, где с внутрикальдерными экструзиями связывают современную гидротермальную систему.

Анавгайская структура (Центральная Камчатка) позднеогенового возраста описана В. С. Шеймовичем как сложная, резургентная кальдера. Во второй половине плиоцена в результате мощных извержений кислого вулканизма и последующего обрушения сформировалась крупная вулкано-тектоническая депрессия (около 30 км в поперечнике), которая претерпела положительную инверсию в центральной части в связи с подъемом магматических масс среднего и кислого состава. Стратифицированные вулканиты кислого состава широко распространены в верхних частях кальдерного комплекса, которому принадлежат также субвулканические и экструзивные тела. Кальдера, ограниченная кольцевыми и дуговыми разломами, характеризуется мозаично-блоковым строением. Тектонические блоки и расположенные между ними узкие зоны дислоцированных пород находятся во внутреннем поднятии кальдеры, за его пределами стратифицированные отложения имеют горизонтальное залегание. По обрамлению и внутри Анавгайской кальдеры проявился экструзивный вулканизм, сопровождавшийся гидротермальной деятельностью, который обусловил площадное развитие пропилитов и вторичных кварцитов. Ртутное оруденение приурочено и к кольцевому ограничению кальдеры, и к ее центральной части, где оно тяготеет, как, например, на месторождении Чемпура, к эродированному вулканическому аппарату. Современная деятельность магматического очага фиксируется термальными источниками в пределах кольцевого ограничения структуры [14].

Четвертичным аналогом Анавгайской структуры является кальдера Вэллис в США, описанная Р. Смитом и Р. Бейли как резургентная (возрожденная) кальдера. В резургентном кальдерном цикле намечается семь стадий: 1) региональное поднятие и образование кольцевых разломов; 2) кальдерообразующие извержения; 3) кальдерообрушение; 4) дорезургентный вулканизм и осадконакопление; 5) резургентное куполообразование; 6) главный кольцевой трещинный вулканизм; 7) конечные сольфатары и термальные источники. С вулкано-тектоническими резургентными депрессиями связывают наиболее интенсивные проявления рудоносной гидротермальной деятельности. Такие кальдеры относятся к одному



Фиг. 3. Стадии развития резургентной кальдеры (*A*—*F*), по Д. Харлею [18]
1 — земная кора; *2* — подъем магмы; *3* — вулканиты кислого состава; *4* — прикальдерные купола; *5* — кальдерообразующие вулканические извержения; *6* — небольшие пепловые извержения; *7—8* — базальтовые излияния: *7* — крупные, *8* — небольшие; *9* — снос кластического материала; *10* — разломы: *а* — ограничивающие кальдеру, *б* — более мелкие разломы, трещины; *11* — рудные залежи; *12* — подъем минерализованных флюидов; *13* — уровень моря; *14* — дно моря

из типов вулканогенно-рудных центров в понимании М. М. Василевского.

Изучение аналогичных структур, в частности в молодых и древних колчеданоносных областях (Алтая, Урала, Японии, Канады и др.), проведенное советскими и зарубежными геологами, позволило установить не только длительность развития кальдер и кальдерообразных депрессий такого типа, но и многостадийность приуроченного к ним оруденения [1—3, 8, 13]. Интересным примером в этом отношении, по данным Д. Харлея [18], является эволюция ордовикского риолит-базальтового комплекса в рудном районе Батурст-Ньюкастл (Нью-Брансвик в Кана-

де), где с ним связано более 20 колчеданно-полиметаллических месторождений и рудопроявлений. Этот комплекс в современной структуре образует вулкано-купольное сооружение, имеющее около 50 км в поперечнике. Развитие его происходило примерно по схеме эволюции резургентных кальдер в шесть стадий (фиг. 3): *A* — обширное куполообразование, сопровождавшееся проявлением кольцевых разломов; *B* — через эти разломы происходили извержения пепловых потоков и лав риолитового состава, а также ограниченные излияния базальтов; вулканиты накапливались преимущественно в субмаринной обстановке, отчасти в субаэральных условиях; *C* — вследствие истощения периферического магматического очага, обусловленного мощным пепловым извержением предыдущей стадии, произошло опускание кальдеры; на дне моря формировались стратиформные залежи массивных колчеданно-полиметаллических руд первого типа; ниже их по пути циркуляции гидротермальных растворов, основными путями которых служили сборосы, возникла прожилковая медная минерализация; *D* — резургентное куполообразование, сопровождавшееся пепловыми извержениями; между стадиями *C* и *D* продолжалось формирование стратиформных рудных залежей первого типа, так как поднятие сопровождалось интенсивным потоком флюидов вверх; *E* — пострезургентный вулканизм и финальная фумарольная деятельность; к риолитовым куполам, расположенным в узких депрессиях прикальдерной зоны, было приурочено формирование рудных залежей второго типа которые занимают наиболее высокое стратиграфическое положение в рудоносном вулканическом комплексе; затем происходило извержение кислого пепла, захоронившего поздние рудные тела; *F* — в завершающую стадию преобладал базальтовый вулканизм; на глубине остаточный магматический расплав образовал гранитные тела. Рудоносный вулканический комплекс был сильно деформирован в таконскую фазу (средний ордовик).

Колчеданоносные поля Южного Урала, приуроченные к раннегеосинклинальным вулкано-структурам, по П. Ф. Сопко [12] и другим исследователям [1,5], также характеризуются корреляцией их эволюции с этапами и стадиями рудообразования. Причем в ранние вулканические этапы в обстановке растяжения формировались линейные структуры — вулканические троги. В поздние этапы в обстановке прогрессирующего сжатия фиксируется чередование во времени и пространстве пульсирующих геодинамических условий растяжения—сжатия. При переходе к обстановке сжатия происходило массированное отделение летучих компонентов, поэтому рудоносные гидротермальные растворы циркулировали на поздних стадиях вулканических этапов, когда образовались вулкано-структуры центрального типа (вулкано-купольные, кальдерные).

Формирование кальдерообразных депрессий происходило в один, два и более вулканических этапов [2], в пределах которых могут выделяться несколько стадий их образования: простые — одноэтапные и сложные — многоэтапные. В первом типе выделяются кальдерообразные депрессии одностадийные, или начальной стадии развития (например, Майская), и многостадийные, или зрелой стадии (Маканская). В первом случае вдоль кольцевых разломов, развивавшихся в подошве стратовулканов и залеченных экструзиями, поздними субвулканическими телами кислого состава, происходили небольшие просадки с образованием прикальдерной зоны. В секторных блоках такой зоны в участках пересечения полукольцевых и радиальных разломов формировались медноколчеданные месторождения [12]. Кальдерообразные депрессии зрелой стадии развития также формировались на стратовулканах с обрушением их центральной части. Такие депрессии выполнены кислыми или пестрыми по составу породами, главным образом вулкано-кластическими; широко развиты субвулканические тела. Стадийное развитие таких депрессий сопровождается неоднократным колчеданообразованием. Так, в Маканской депрессии в первую стадию накопились гидротермально-осадочные серноколчеданные залежи; во вторую — проявилась главная стадия рудообразования медно-цинкового состава, развивавшаяся на ранней пиритовой основе и

в контактах субвулканических тел кислого состава; в третью стадию происходило наиболее позднее, полиметаллическое рудообразование. В последующем при поствулканических деформациях рудное вещество претерпело регенерацию.

Примером второго типа сложных кальдерообразных депрессий служит Блявинская вулкано-структура, формировавшаяся в два вулканических этапа (силурийский и позднесилурийско-раннедевонский), в которых намечаются по две стадии. По данным В. И. Старостина, И. Т. Макеевой [13], рудное поле, приуроченное к этой депрессии, характеризовалось геодинамической обстановкой горизонтального растяжения при продольно-зональном укорочении. Ранние стадии каждого вулканического этапа отмечались действием вертикальных сжимающих усилий, в начале стадии направленных сверху вниз, позднее — знакопеременных. В эти стадии происходили излияния лав, выбросы туфов и гидротермально-осадочное рудообразование. В поздние стадии действовали горизонтальные сжимающие силы: в начале вкрест главному направлению вулкано-тектонических зон, а затем вдоль их оси. В эти же стадии происходила деформация первичных вулкано-структур, становление поздних субвулканических тел, в контактовых зонах которых локализовались медноколчеданные тела гидротермально-метасоматического генезиса. Блявинская депрессия претерпевала центробежное развитие; в связи с этим поздние субвулканические тела и приуроченные к ним месторождения (Блявинское, Комсомольское) размещены в секториальном блоке прикальдерной зоны.

Гайская кальдерообразная депрессия, по данным М. Б. Бородаевской и ее коллег [1], выполнена вулканитами непрерывной формации эйфельского возраста. Продольными синвулканическими разломами она расчленена на несколько узких тектонических блоков. К осевому блоку тяготеют все рудные тела Гайского месторождения. Они формировались в три стадии и соответственно сосредоточены в трех уровнях, на которых в локальных впадинах палеорельефа происходило преимущественно гидротермально-осадочное рудоотложение. Рудные залежи двух нижних уровней совместно с вмещающими вулканитами кислого состава были деформированы в результате синвулканических просадок. Рудное тело верхнего уровня, образовавшееся позднее — на завершающей стадии продуктивного вулканизма, имеет комбинированную форму: в верхней части оно представлено пологой согласной залежью гидротермально-осадочных руд, а в нижней — крутым секущим телом гидротермально-метасоматического происхождения (корневая зона).

Эволюция девонских вулканогенных структур и колчеданно-полиметаллического рудообразования хорошо проявлена на Рудном Алтае, в частности на Лениногорском рудном поле. Одноименная вулкано-тектоническая депрессия ограничена здесь широтными полукольцевыми разломами, которые рассекают центральную часть вулкано-тектонического поднятия. В пределах депрессии Риддер-Сокольное сооружение представляет собой секториальный вулканический блок, ограниченный дуговыми и радиальными разломами [2, 13]. Формирование Лениногорской депрессии происходило в два этапа. На время затухания раннеэйфельского вулканизма, когда накапливались туфогенно-осадочные отложения, приходится седиментогенный этап колчеданообразования. По данным И. В. Покровской, Б. Л. Чепрасова и Г. Н. Щербы, в этот этап сформировалась, в частности, Вторая Риддерская залежь [15]. В раннеэйфельский этап поле тектонических напряжений, по представлениям В. И. Старостина, характеризовалось пологой ориентировкой растягивающих и сжимающих усилий, что привело к развитию трещин скола. В них локализовались штокверковые полиметаллические руды, являющиеся корневой частью гидротермально-осадочных руд [13].

В позднеэйфельский этап осадконакопление в Лениногорской депрессии временами прерывалось формированием экструзивных и субвулканических тел кислого состава, относящихся к флюид-порфировому комплексу [16]. С ними связан гидротермально-метасоматический этап рудооб-

разования Риддер-Сокольного и других месторождений. При этом начальная стадия позднеэйфельского этапа отличалась относительно спокойным тектоническим режимом. Позднее активизация движений вдоль разломов привела к развитию трещин с жильными рудными телами полиметаллического состава и складок поперечного изгиба. В заключительные стадии гидротермально-метасоматического рудообразования в зонах отслаивания и дробления в куполах под литологическими экранами локализовались линзы барит-полиметаллических руд. В образовании этих рудоносных куполов, вероятно, играла роль гидравлическая тектоника [13]. В герцинскую эпоху в связи с интрузивной и постинтрузивной деятельностью произошла некоторая деформация вулканических структур и перераспределение рудного вещества (гидротермально-метаморфогенный этап).

Вулкано-структуры Срединного Тянь-Шаня и связанное с ними оруденение, по данным А. Е. Антонова, сформировались в два этапа. В первый, среднекарбоновый, происходило конседиментационное прогибание, сопровождавшееся накоплением вулканитов андезит-дацитовой формации, с которыми ассоциирует жильное сульфидное оруденение. Во второй этап, позднепермский, вулкано-структуры эволюционировали в наложенные вулкано-тектонические депрессии, выполненные кислыми вулканитами, формирование которых завершилось образованием жильных полиметаллических проявлений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Крупные вулканогенные структуры, к которым приурочены рудные районы или поля (вулканогенно-рудные центры), представляют собой длительно развивавшиеся участки прерывистых вулканических зон, сложенных неоднородными (контрастными, дифференцированными) формациями. Эти структуры различных типов (купольного, биклинального, депрессионного), так же как и приуроченное к ним оруденение, обычно характеризуются длительной эволюцией развития. Оно часто бывает центростремительным (телескопированным), реже центробежным. В обоих случаях происходило уменьшение площади структуры, стягивание вулкано-тектонической активности к ее центру или реже к секторным блокам периферической зоны. Такие участки вулканогенных структур характеризуются магматической, тепловой и газо-гидротермальной (флюидной) проницаемостью, которая благоприятна для концентрации оруденения. Большую роль при этом играла геодинамическая обстановка, которая эволюционировала по мере развития вулканогенных структур, приводя к образованию новых структурных элементов, благоприятных для локализации оруденения, и на определенных этапах способствуя циркуляции гидротермальных растворов и рудоотложению. Механизм последнего — гидротермально-осадочный, гидротермально-метасоматический или комбинированный — также зависит от геодинамических условий.

Развитие локальных вулканогенных структур, к которым приурочены месторождения, тоже часто было длительным и сопровождалось эволюцией структурных форм. С этим связана определенная направленность рудообразования, выражающаяся в изменении механизма рудоотложения, состава руд и структурно-морфологических особенностей рудных залежей. Так, на месторождениях гидротермально-осадочные залежи колчеданных руд *ранних этапов (нижние уровни) могут сменяться на поздних* этапах (верхние уровни) гидротермально-метасоматическими телами барит-полиметаллических руд, использующих не только вулканические, но также тектонические и более сложного генезиса структуры (например, гидравлические купола). Смена согласных пластовых залежей на нижних *рудоносных уровнях, которые обычно являются скрытыми, минерализованными* зонами и рудными телами верхних уровней, имеющими выход на поверхность вулканогенных структур, следует учитывать, так же как и другие благоприятные структурные предпосылки и признаки, при поисково-разведочных работах.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Бородаевская М. Б., Требухин В. С., Никешин Ю. В.* Рудная зональность и условия образования Гайского медноколчеданного месторождения.— Сов. геология, 1981, № 1, с. 50—58.
2. Вулканогенные колчеданно-полиметаллические месторождения: На примере Рудного Алтая. М.: Изд-во МГУ, 1978, 278 с.
3. *Горжевский Д. И., Макеева И. Т.* Стратиформные месторождения цветных металлов.— В кн.: Итоги науки и техники. М.: ВИНИТИ, 1981. 167 с. (Сер. Руд. месторождения; Т. 12).
4. Колчеданные месторождения мира. М.: Недра, 1979. 284 с.
5. *Кривцов А. И.* Палеовулканизм эвгеосинклинальных зон Урала и колчеданообразование. М.: Недра, 1979. 169 с.
6. *Лаверов Н. П., Толкунов А. Е.* Рудовмещающие структуры палеовулканических областей.— В кн.: Геологические структуры эндогенных рудных месторождений. М.: Наука, 1978, с. 41—68.
7. *Масуренков Ю. П., Комкова Л. А.* Геодинамика и рудообразование в купольно-кольцевой структуре вулканического пояса. М.: Наука, 1978. 274 с.
8. *Попов В. В.* Геологические условия формирования свинцово-цинковых стратиформных и колчеданных месторождений.— Сов. геология, 1982, № 8, с. 21—36.
9. *Прокин В. А., Ярош П. Я., Масленников В. В.* О полигенности формирования медноколчеданного месторождения.— В кн.: Ежегодник. Свердловск: ИГиГ УНЦ, 1981, с. 122—125.
10. *Смирнов В. И.* Фактор времени в образовании рудных месторождений.— Геология руд. месторождений, 1970, № 6, с. 3—15.
11. *Смирнов В. И.* Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1982. 669 с.
12. *Сопко П. Ф.* Магматические факторы образования и размещения медных месторождений в Магнитогорском мегасинклинории.— В кн.: Геология и условия образования месторождений меди на Южном Урале. Уфа, 1975, с. 3—14.
13. *Старостин В. И., Макеева И. Т.* Геологические структуры рудных полей и методы их изучения.— В кн.: Итоги науки и техники. М.: ВИНИТИ, 1980. 151 с. (Сер. Руд. месторождения; Т. 10).
14. *Шеймович В. С.* Особенности развития вулкано-тектонических депрессий на Камчатке.— Геотектоника, 1974, № 6, с. 118—125.
15. *Щерба Г. Н.* Вулканогенная гипотеза колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая.— Сов. геология, 1974, № 9, с. 25—39.
16. *Яковлев Г. Ф., Хисамутдинов М. Г., Демин Ю. П.* Полигенность и полихронность колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая.— Геология руд. месторождений, 1975, № 3, с. 66—74.
17. *Franklin J. M., Lydon J. W., Sangster D. F.* Volcanic-associated massiv sulfide deposits.— Econ. Geol., 75th, Anniversary Volum, 1981, p. 485—627.
18. *Harley D. N.* A mineralized ordovician resurgent caldera complex in the Bathurst-Newcastle mining district, New, Brunswuck, Canada.— Econ. Geol., 1979, 74, N 4, p. 786—796.
19. *Large R. R., Both R. A.* The volcanologenic sulfide ores of Mount Chalmers Eastern Queensland.— Econ. Geol., 1980, 75, N 7, p. 992—1009.

УДК 553.44:551.21(574.42)

В. В. АВДОНИН

ПАЛЕОВУЛКАНИЗМ И ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РУДНОГО АЛТАЯ

Основы учения о колчеданных месторождениях как продуктах сложных многоэтапных процессов, связанных с геосинклинальным вулканизмом, длительных во времени и проявлявшихся в различных формах гидротермально-осадочного и метасоматического рудообразования, заложены трудами В. И. Смирнова [14—16]. Эти работы оказали определяющее влияние на развитие представлений о генезисе рудноалтайских колчеданно-полиметаллических месторождений [5].

Палеозойская история развития Рудного Алтая, свойственный ему ряд геологических формаций позволяют рассматривать эту провинцию как вторично-геосинклинальный вулканический пояс [17]. Регенерация эвгеосинклинального режима происходила на коре континентального типа,

и провинция прошла в своем развитии все этапы и стадии тектонического цикла. Для нее характерно чередование прогибов с редуцированным вулканизмом основного состава и поднятий, в которых интенсивно проявился кислый вулканизм. Вулканические поднятия весьма близки структурам типа остаточных геоантиклиналей или локальных срединных массивов. Реконструкция палеотектонической обстановки на основе формационного анализа убеждает в том, что Рудный Алтай в девоне представлял собой развивающуюся на коре континентального типа островную дугу, к востоку от которой располагался палеоконтинент Горного Алтая. Холзунско-Сарымсактинское поднятие и частично Курьино-Коргонская зона Горного Алтая имеют много сходного с краевыми вулканическими поясами, развивавшимися в условиях мелководья краевых и внутренних морей.

Как показывает сравнительный анализ, рудоносная базальт-липаритовая формация Рудного Алтая по геотектонической позиции, составу вулканитов, их петрохимическим особенностям и рудоносности близка вулканогенным формациям вторично-геосинклинальных поясов, в первую очередь таким, как неогеновая формация «зеленых туфов» Японии, Курильских островов и Камчатки, раннекаменноугольная липаритовая формация Юго-Западного Гиссара, отчасти раннекембрийская базальт-липаритовая формация Салаира.

Анализ некоторых рудоносных формаций вторично-геосинклинальных вулканических поясов позволил выявить следующие их главнейшие особенности: 1) образование на коре континентального или переходного типа, что обусловливает широкое взаимодействие первичных мантийных расплавов с коровым материалом и предопределяет петрографический и петрохимический состав и особенности рудоносности; 2) принадлежность к контрастным и последовательно дифференцированным типам; 3) существенное преобладание кислых пород калиево-натриевой серии, среди которых присутствуют комплексы калиевой серии; 4) антидромный характер вулканизма, проявляющийся в пределах всей провинции или отдельных структурно-фациальных зон и обусловленных автономным развитием базальтоидных и кислых очагов на разных уровнях; 5) широкое развитие вулканических и вулкано-тектонических структур центрального типа; 6) автономность развития вулканизма в региональных вулкано-тектонических структурах, обусловленная обычным для этих провинций блоковым строением; 7) устойчивая корреляция между содержанием свинца и цинка в рудах и соотношением калия и натрия в вулканитах рудоносных комплексов [9, 18, 19].

Изучение особенностей развития средне- и верхнедевонского вулканизма на всей территории рудноалтайской провинции приводит к выводу о его дискретном, прерывистом характере. Рудному Алтаю свойственно узловое размещение продуктов вулканизма и связанного с ним оруденения. Синюшинское и Алейское вулкано-тектонические поднятия — крупнейшие вулканогенные центры и главные металлогенические зоны Рудного Алтая, характеризуются мозаично-блоковым строением с чередованием вулкано-тектонических депрессий и разделяющих их поднятий. В Синюшинском поднятии выделены Лениногорская и Снегирихинская — внутренние, Кедровско-Бутачихинская и Успено-Карелинская — краевые депрессии; в Алейском поднятии — Прибинская внутренняя, Успенская и Прииртышская краевые депрессии. В указанных структурах вулканизм развивается автономно, что выражается в более раннем его проявлении во внутренних и в более позднем — в краевых депрессиях. Кроме того, вулканогенные комплексы внутренних депрессий в отличие от краевых содержат больше калия. На общем фоне миграции вулканизма с юго-востока на северо-запад отмечается закономерное смещение центров вулканической активности от внутренних частей поднятий к периферии и локализация их в пределах депрессий [2, 20].

Базальт-липаритовая формация представляет собой совокупность обособленных комплексов, которые с учетом палеовулканологического райо-

нирования, главнейших этапов развития вулканизма и петрохимических особенностей объединяются в три субформации: эйфельскую, живетско-раннефранскую, позднефранско-раннефаменскую. Отчетливо выражена вертикальная и латеральная изменчивость. Наиболее ранние комплексы во всех зонах отличаются повышенными содержаниями калия и более высокой степенью ликвационного расслоения (фиг. 1). Снизу вверх по разрезу в кислых породах формаций увеличивается содержание натрия и соответственно уменьшается отношение K_2O/Na_2O. Для всех этапов формирования устанавливается антидромное развитие. Базальтовый вулканизм следует за липаритовым и характеризуется относительной автономностью (структурной и пространственной).

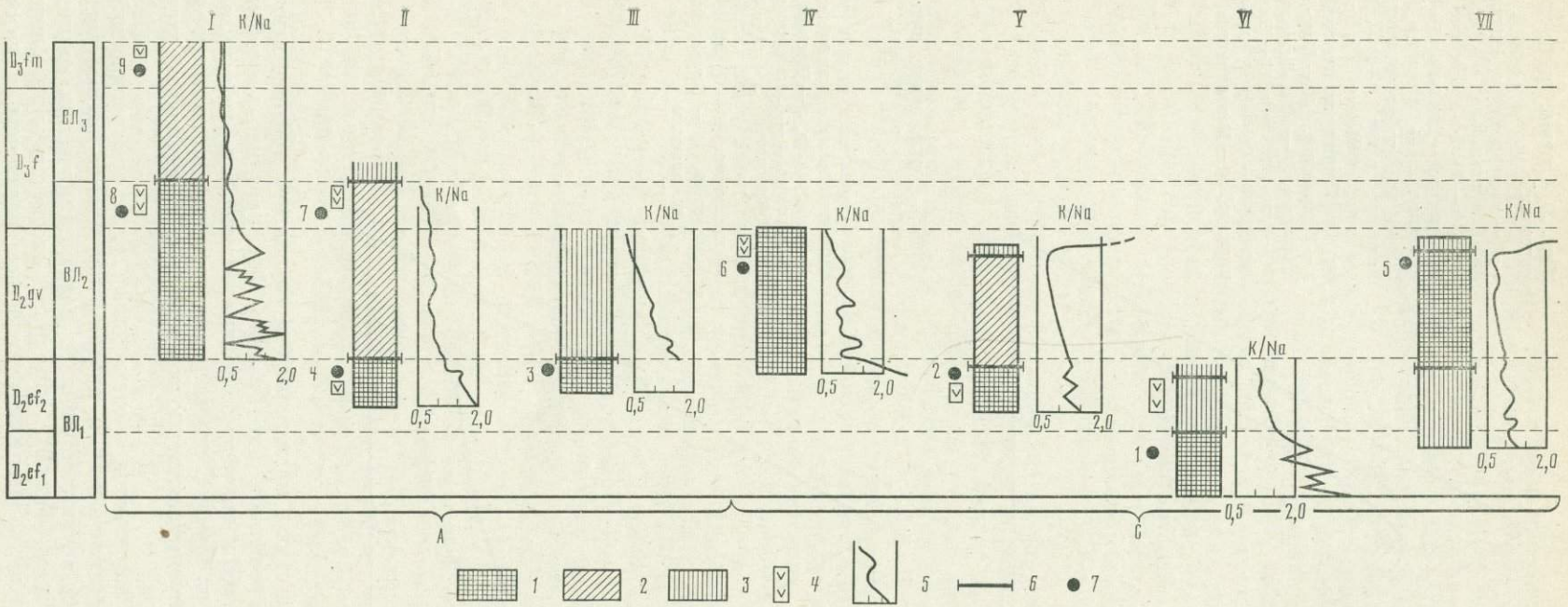
Главнейшие особенности рудоносности вулканогенных комплексов видны из следующих данных (см. фиг. 1). В составе эйфельской субформации рудоносность раннеэйфельского липаритового комплекса Лениногорской депрессии определяется приуроченностью к завершающим этапам его становления процессов формирования месторождений Риддер-Сокольной группы. Высокая степень ликвационной дифференцированности и существенно калиевый профиль вулканитов определили преобладание в месторождениях полиметаллических и барит-полиметаллических руд. Эйфельский комплекс Приубинской депрессии приурочен к сводовой части Алейского поднятия, он характеризуется повышенными содержаниями калия, что обусловливает полиметаллический и барит-полиметаллический состав руд Орловского и Опенышевского месторождений. В противоположность этому Орловское (большое) месторождение, локализованное в краевой Успенской депрессии, отличается медно-цинковым составом руд.

Позднеэйфельский липарито-базальтовый комплекс на территории Синюшинского поднятия является рудоносным только в пределах Кедровско-Бутачихинской депрессии, где он сложен вулканитами липаритового состава с почти равными количествами калия и натрия и достаточно высокой степенью ликвационной дифференциации. Этим обусловлен колчеданно-полиметаллический состав руд Тишинского месторождения. В Снегирихинской, Лениногорской и Успено-Карелинской депрессиях этот комплекс не рудоносный вследствие относительно более слабого проявления вулканизма, преобладания вулканитов удаленной и промежуточной групп фаций, отсутствия крупных вулканических сооружений, неблагоприятной палеогеографической обстановки. На приведенном примере отчетливо видны индивидуальные особенности вулканогенных комплексов, обусловленные приуроченностью к различным вулкано-тектоническим депрессиям.

Живетско-раннефранская субформация рудоносна в большинстве региональных вулкано-тектонических депрессий. С ней связаны Шемонаихинское, Камышинское, Рулихинское, Юбилейно-Снегирихинское, Анисимов ключ, Чекмарь, Гусляковское, Шубинское и другие месторождения (см. фиг. 1). Зависимость состава руд месторождений от петрохимических особенностей рудоносных комплексов проявлена довольно отчетливо и выражена, в частности, в том, что с калиево-натриевым комплексом Приубинской депрессии связаны полиметаллические и переходные к колчеданно-полиметаллическим месторождения. В районе погружения Алейского поднятия живетский комплекс отличается относительно высоким содержанием калия при резко повышенном количестве натрия, с ним связаны колчеданно-полиметаллические месторождения с преобладанием полиметаллических руд. На площади Прииртышской депрессии живетский комплекс с повышенным содержанием натрия при низких количествах калия вмещает колчеданно-полиметаллические существенно медноколчеданные и медно-цинковые месторождения.

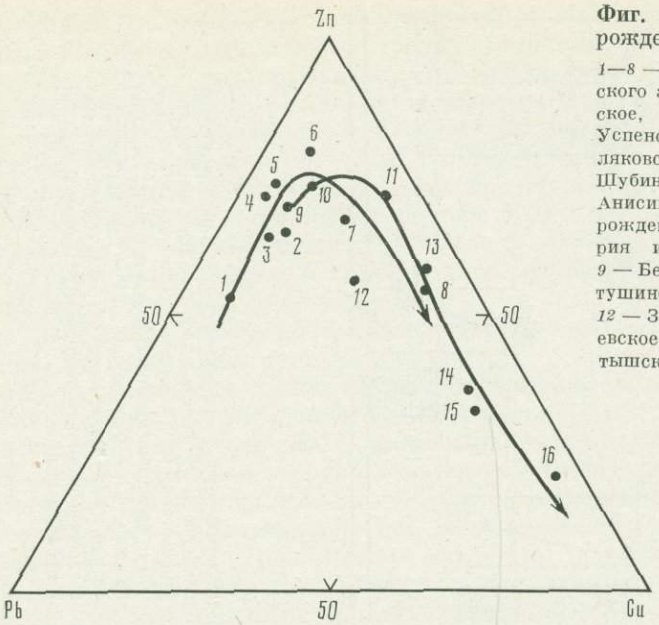
Позднефранско-раннефаменская субформация в Прииртышской депрессии характеризуется резко выраженной натриевой специализацией. Этим в первую очередь определяется высокое содержание медноколчеданных и медно-цинковых руд на Николаевском месторождении.

Итак, липаритовые и базальт-липаритовые комплексы с относительно повышенным содержанием калия и с признаками высокой степени лик-



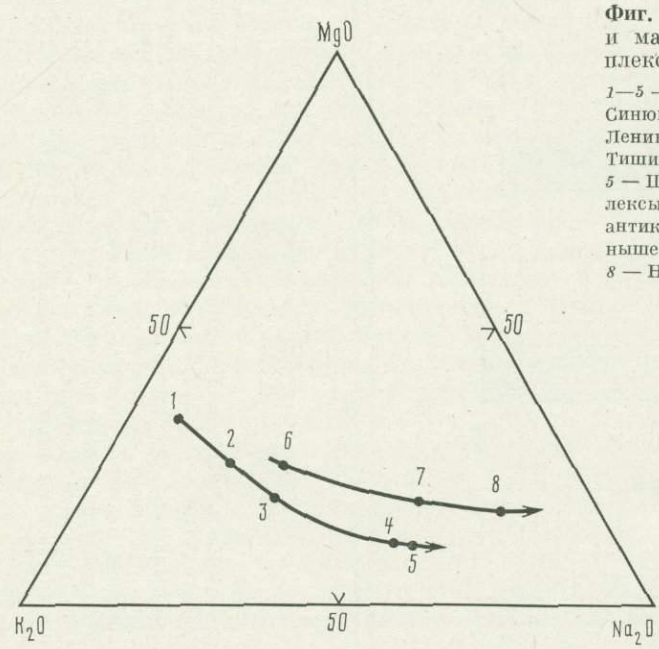
Фиг. 1. Схема миграции вулканизма и положения месторождений в рудоносных комплексах Рудного Алтая

1—2 — рудоносные вулканогенные комплексы: *1* — ранние, *2* — поздние; *3* — безрудные и слабо рудоносные комплексы; *4* — положение базальтовых пород; *5* — соотношение щелочей в кислых породах комплексов; *6* — границы комплексов; *7* — месторождения (цифры на схеме): 1 — Риддер-Сокольное, 2 — Тишинское, 3 — Орловское (большое), 4 — Орловское и Опенышевское, 5 — Шубинское (в такой же позиции находятся Чекмарь и Гусляковское месторождения в восточной части Снегирихинской депрессии), 6 — Снегирихинское и Анисимов ключ, 7 — Шемонаихинское, 8 — Камышинское, 9 — Николаевское; *A* — Алейское поднятие, *C* — Синюшинское поднятие; *I—VII* — вулкано-тектонические депрессии: *I* — Прииртышская, *II* — Приубинская, *III* — Успенская, *IV* — Снегирихинская, *V* — Кедровско-Бутачихинская, *VI* — Лениногорская, *VII* — Успено-Каролинская; $ВЛ_1$, $ВЛ_2$, $ВЛ_3$ — эйфельская, живетско-раннефранская и позднефранско-раннефаменская субформации



Фиг. 2. Составы руд месторождений

1—8 — месторождения Синюшинского антиклинория: *1* — Зыряновское, *2* — Риддер-Сокольное, *3* — Успенское, *4* — Чекмарь, *5* — Гусляковское, *6* — Тишинское, *7* — Шубинское, *8* — Снегирихинское и Анисимов ключ; *9—16* — месторождения Алейского антиклинория и Прииртышского района: *9* — Березовское, *10* — Ново-Золотушинское, *11* — Ново-Березовское, *12* — Золотушинское, *13* — Николаевское, *14* — Орловское, *15* — Иртышское, *16* — Камышинское



Фиг. 3. Соотношение щелочей и магния в рудоносных комплексах

1—5 — комплексы рудных полей Синюшинского антиклинория: *1* — Лениногорского, *2* — Чекмарь, *3* — Тишинского, *4* — Снегирихинского, *5* — Шубинского; *6—8* — комплексы рудных полей Алейского антиклинория: *6* — Орловско-Опенышевского, *7* — Камышинского, *8* — Николаевского

вационной дифференциации магматических расплавов, предшествующей извержениям, предопределяют, как правило, формирование месторождений полиметаллических и колчеданно-полиметаллических руд с высоким содержанием свинца и бария. С комплексами существенно натриевого состава ассоциируют преимущественно колчеданные и медноколчеданные месторождения.

Таким образом, намечаются эволюционные ряды месторождений от ранних барит-полиметаллических к поздним колчеданно-полиметаллическим в Синюшинском антиклинории и от полиметаллических до медноколчеданных в Алейском (фиг. 2). Этим рядам соответствуют последовательно образованные вулканогенные рудоносные комплексы, в которых постепенно снижаются относительные количества калия и магния (фиг. 3).

В большинстве алтайских месторождений проявлена как вертикальная (по мощности рудных тел), так и латеральная (по направлениям простирания и падения тел) зональность. Вертикальная зональность выражена закономерной сменой снизу вверх медных и медно-цинковых (иногда серноколчеданных) руд полиметаллическими и затем барит-полиметаллическим рудами. Наиболее наглядно такая зональность проявлена на Риддер-Сокольном месторождении, где на нижних горизонтах преобладают существенно медные и медно-цинковые прожилковые руды, выше по мощности сменяющиеся полиметаллическими массивными и прожилково-вкрапленными, которые, в свою очередь, в верхних частях рудных тел сменяются барит-полиметаллическими рудами, образующими нередко крупные изометричные скопления, известные под названием «баритовые купола» [6, 10]. Аналогичный характер вертикальной зональности установлен на Золотушинском, Шубинском, Камышинском, Тишинском, Чекмарь и других месторождениях. Элементы латеральной зональности выявлены на Тишинском, Орловском, Риддер-Сокольном и других месторождениях. Закономерная смена по вертикали и латерали медноколчеданных руд полиметаллическими свойственна большинству колчеданных месторождений мира [7].

Своеобразным элементом зональности можно считать появление в верхних горизонтах рудных тел рудокластов и руд обломочной текстуры, нередко образующих самостоятельные залежи, в той или иной степени перемещенные относительно первичных рудных скоплений [25]. Как правило, указанные явления обусловлены размывом и встречаются на месторождениях, связанных с экструзивами.

В общей схеме зональности месторождений важное место занимают околорудные породы, развитые преимущественно в лежачем боку рудных тел и на многих месторождениях представленные комплексами гидротермально-осадочного генезиса [1]. Им свойственна вертикальная зональность, обусловленная сменой снизу вверх кварцитов кварц-серицит-хлоритовыми породами, хлоритолитами, серицитолитами, доломитолитами. В ряде случаев фиксируются элементы латеральной зональности относительно рудоподводящих каналов. Анализ физико-химических условий образования на основе термодинамических расчетов подтверждает возможность формирования пород в результате осаждения компонентов при взаимодействии гидротермальных растворов с морской водой. Диагностика указанных образований как хемогенных гидротермально-осадочных пород, образованных гидротермальными растворами, подтверждается наблюдениями в современных гидротермальных системах, где устанавливается широкое развитие аутигенных осадков, основными компонентами которых являются аморфный кремнезем, монтмориллонит, нонтронит и др. [21—24]. Гидротермально-осадочный седиментогенез и последующее преобразование осадков в процессе диагенеза и метаморфизма определяют все разнообразие околорудных пород, сопровождающих руды гидротермально-осадочного генезиса. Ведущим фактором формирования латеральной зональности околорудных пород является обстановка седиментогенеза. Причина вертикальной зональности — эволюция состава гидротермальных растворов.

На основе анализа обобщенной схемы вертикальной зональности месторождений в процессе их формирования выделяется четыре этапа: предрудный, серноколчеданно-медно-цинковый, собственно полиметаллический, барит-полиметаллический [1].

Ранний этап гидротермального изменения и формирования гидротермально-осадочных околорудных пород — результат длительного процесса, по масштабам превосходящий рудные этапы. Вероятно, на этом раннем этапе функционирует конвективная система, в которую наряду с морской водой вовлекаются метеорные и захороненные воды, разогретые тепловым потоком очагов и флюидными эманациями. Благодаря высокой температуре и низким значениям pH растворы обладали способностью выносить большие массы кремнезема, алюминия, железа, магния. При этом

наблюдаются некоторые признаки зависимости состава гидротермально-осадочных пород от петрохимических особенностей рудоносных вулканогенных комплексов. Так, в ассоциации с комплексами калиевого профиля чаще фиксируются хлоритолитовые и доломитолитовые породы с повышенным содержанием магния, к которым обычно приурочены месторождения существенно полиметаллического состава. Следует подчеркнуть ассоциацию полиметаллических месторождений стратиформного типа с доломитами [11], а колчеданно-полиметаллических — с магниевыми силикатами. Есть основания предполагать, что источником магния, участвующего в образовании хлоритолитов и доломитолитов алтайских месторождений, являются глубинные гидротермы.

Вслед за кислыми растворами первого этапа поступают слабокислые или нейтральные растворы, обогащенные рудными компонентами. Эволюция кислотности и состава растворов определяется глубиной магматического очага, последовательностью отделения газов от расплава, изменением параметров растворов при проникновении их в приповерхностные зоны низких давлений [4]. Рудные растворы полностью наследуют пути движения растворов первого этапа и сменяют их без какого-либо перерыва, а часто даже с большим или меньшим перекрытием, вследствие чего в верхних частях пачки гидротермально-осадочных пород среди хлоритолитов или серицитолитов, переслаиваясь с ними, отлагаются рудные прослои.

Состав рудоносных растворов изменяется во времени: вначале они обогащены железом и медью, затем в них повышаются концентрации цинка и свинца и, наконец, бария. Эта эволюция связана с этапностью отделения рудоносных растворов из очаговой зоны, обусловленной, скорее всего, расслоением расплава в очаге в результате ликвации. Такое последовательное поступление растворов является основной причиной общей закономерной зональности алтайских месторождений. Попытки привлечь для объяснения зональности механизм селективного выпадения металлов в результате постепенного снижения температуры излившихся на морское дно рассолов, разбавления их морской водой и окисления серы [3] нельзя признать убедительными. Экспериментальные работы по выяснению условий селективного осаждения меди, свинца и цинка показали, что дифференцированное осаждение сульфидов этих металлов ограничивается узкими пределами pH и концентрации сероводорода [8], устойчивая, повсеместная реализация которых в природных условиях практически невозможна. Также в ограниченных масштабах может проявляться и дифференциация сульфидов в процессе диагенетического преобразования рудного осадка [8, 12]. Вероятно, эти процессы участвуют в формировании мелкой ритмичности, осложняющей общую генеральную зональность.

Таким образом, отложение рудного вещества происходит из гидротермального раствора, состав которого закономерно меняется от одного этапа к другому. Содержание полезных компонентов в растворе и последовательность их поступления обусловлены процессами, происходящими в глубинном магматическом очаге. Локализация рудных тел, особенности их морфологии и пространственного размещения определяются условиями разгрузки металлоносных гидротерм.

Анализ данных по изученным месторождениям Рудного Алтая позволяет рассмотреть варианты обобщенной модели рудного поля. Структурная позиция рудных полей зависит от сочетания палеодепрессий и рудоподводящих разломов. Среди рудоносных палеодепрессий может быть выделено несколько типов: а) внутренние вулкано-тектонические депрессии (Лениногорская, Снегирихинская); б) межвулканические палеодепрессии (Тишинская, Орловско-Опенышевская); г) вершинные депрессии (Камышинская, Рулихинская). Потенциальная рудоносность депресии определяется в первую очередь тем, насколько время ее формирования совпадает с этапом отделения флюидов из магматического очага. Рудоподводящими являются обычно разломы, ограничивающие депрессии, и сопря-

женные с ними разрушения. Эти системы, как правило, служили также магмовыводящими каналами при образовании поздних экструзивно-лавовых куполов. Глубокое заложение разломов, достижение ими верхних частей очаговых зон способствует проникновению по ним глубинных гидротерм.

Депрессии, их размеры, конфигурация, положение относительно вулкано-тектонических поднятий и системы рудоподводящих разломов обусловливают общую позицию областей разгрузки глубинных гидротерм — генеральную структуру рудного поля. Конкретное положение рудных тел внутри этой структуры, их морфология, размеры, структурно-текстурные особенности руд, зональность, наконец, количество рудных тел определяются элементами структуры более высоких порядков, оказывающими непосредственное влияние на характер и скорость течения реакций. Важными факторами являются глубина бассейна и гидродинамический режим. Все это создает большое разнообразие структурных условий и обстановок рудоотложения, среди которых можно выделить три группы.

Первая группа — рудные поля, приуроченные к межвулканическим депрессиям, характеризующиеся формированием рудных тел на некотором удалении от рудоподводящих систем. Примером таких рудных полей может служить Орловское. Рудоносные гидротермы, поступавшие по разломам вдоль краевой части депрессии, скапливались в небольших и глубоких впадинах, которым был присущ застойный режим. Рудные тела образовывались в спокойной тектонической обстановке за счет накопления во впадинах рудного осадка, постепенно заполнявшего их. Поэтому форма и размеры рудных тел полностью соответствуют формам и размерам впадин-ловушек. Несмотря на то что отложение материала происходило в условиях застойного режима, скорость осаждения рудного вещества была довольно велика, о чем можно судить по отсутствию терригенного материала в рудах. Это объясняется, по-видимому, высоким значением pH гидротерм (порядка 6—7) и их низкой температурой. Отсутствие корневых систем рудных тел обусловило то, что метасоматическая переработка руд фильтрующимися сквозь них более поздними порциями растворов не происходила. Рудный процесс был непрерывный, смена этапов рудообразования выразилась в формировании вертикальной зональности. Латеральная зональность в этих условиях не наблюдается. Устанавливаемые иногда факты обогащения флангов рудных тел свинцом и барием можно объяснить явлениями осадочно-диагенетической дифференциации [13].

При прерывистом поступлении растворов и довольно активном накоплении терригенного материала могут возникать «этажные» залежи, как, например, в Таловском месторождении. Иногда такие перерывы разделяют рудные этапы: в Шубинском месторождении залежи двух этапов разделены пачкой осадочных пород.

Вторая группа — рудные поля, приуроченные к обширным кальдерообразным или вершинным депрессиям, которые образовались в мелководных условиях с довольно интенсивным, преимущественно терригенным осадконакоплением. Для рудных полей этой группы типично присутствие экструзивно-лавовых куполов, формирование которых лишь немного опережает рудоотложение. Небольшая глубина бассейна способствует вскипанию или во всяком случае быстрой дегазации растворов, особенно на ранних стадиях процесса, в результате чего отложение рудного вещества начинается еще до выхода растворов на морское дно — в рудоподводящих каналах, где образуются крутопадающие секущие рудные тела и штокверковые зоны. Основная масса рудного осадка выпадает в непосредственной близости от выхода гидротерм, в таких условиях образуются рудные столбы. Благодаря более активному гидродинамическому режиму часть рудного вещества мигрирует в стороны от рудоподводящих разломов, испытывая некоторую дифференциацию, что приводит к формированию латеральной зональности, как, например, на Тишинском месторождении.

В рудных полях этого типа наиболее часто и в значительных количествах присутствуют руды метасоматического генезиса, возникшие в результате переработки ранних руд растворами поздних этапов, что исключает первичную вертикальную зональность. Наиболее интенсивно эти процессы проявлены на Тишинском и Риддер-Сокольном месторождениях. Обстановка, господствующая на подобных рудных полях, способствует формированию слоистых и ритмично-полосчатых руд. Благодаря интенсивному осадконакоплению часто наблюдается переслаивание рудных прослоев с терригенными, карбонатно-терригенными или гидротермально-осадочными породами. Здесь существуют наиболее благоприятные условия для формирования нескольких горизонтов рудных залежей, как на Камышинском и Тишинском месторождениях. Нередко присутствуют горизонты обломочных руд, образовавшихся при разрушении и размыве массивных залежей. Здесь же происходит и значительно большее рассеивание рудного вещества.

Третья группа — рудные поля, по общему структурному положению почти не отличающиеся от второй. Спецификой ее является приуроченность рудных тел к экструзивным купольным структурам. Типичные представители этих месторождений — Ново-Золотушинское и Николаевское. По структурному положению и особенностям рудообразования эти месторождения наиболее близки японским месторождениям типа Куроко. Руды формируются в обстановке относительно активного гидродинамического режима. Небольшая глубина бассейна, свободный водообмен способствуют быстрой дегазации гидротерм, возможно, вскипанию их, благодаря чему осаждение сульфидного осадка происходит чрезвычайно быстро, часто в виде гелеобразных масс. Обычна приуроченность руд к желобам в экструзивных куполах. В этих месторождениях также встречаются горизонты кластических руд. В основных рудных телах редко наблюдается слоистость, «этажное» расположение залежей не характерно: в перекрывающих толщах могут присутствовать лишь небольшие по масштабу рудные тела.

В приведенном обзоре основных типов рудных полей рассмотрены только ранние этапы накопления рудного вещества, поскольку последующие этапы — захоронения и преобразования месторождений — в меньшей степени обусловлены особенностями строения рудных полей.

ВЫВОДЫ

1. Рудоносные вулканогенные комплексы Рудного Алтая характеризуются относительной автономностью формирования, определяемой приуроченностью к региональным вулкано-тектоническим депрессиям и выраженной в различной степени дифференцированности, интенсивности проявления, петрохимических особенностях.

2. Состав руд месторождений обусловлен петрохимическими особенностями рудоносных комплексов, главным образом количеством и соотношениями калия и натрия: с комплексами калиевой серии, локализованными преимущественно во внутренних депрессиях, связаны полиметаллические и барит-полиметаллические месторождения; с комплексами натриевого ряда краевых депрессий — медноколчеданные и медно-цинковые месторождения; колчеданно-полиметаллические месторождения обычно приурочены к комплексам с примерно равными соотношениями калия и натрия.

3. Установлено четыре этапа формирования месторождений: предрудный, серноколчеданно-медно-цинковый, собственно полиметаллический, барит-полиметаллический, обусловленных этапностью поступления рудоносных растворов. Локализация рудных тел, особенности их морфологии, зональности и пространственного размещения определяются условиями разгрузки металлоносных гидротерм. Рассмотрены варианты обобщенной модели рудного поля.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Авдонин В. В.* Структурно-морфологические типы и околорудные породы колчеданно-полиметаллических месторождений северо-западной части Рудного Алтая.— Геология руд. месторождений, 1980, № 2, с. 49—66.
2. *Авдонин В. В.* Рудоносные вулкано-тектонические депрессии центральной части Рудного Алтая.— Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1981, № 6, с. 29—40.
3. *Борисов О. Г.* Рудоотложение в подводных условиях.— В кн.: Общие условия магматизма и рудообразования в геосинклиналях. М.: Наука, 1978, с. 39—117.
4. *Борисов О. Г., Власов Г. М.* Газы и минеральные воды вулканических районов.— В кн.: Вулканические серные месторождения и некоторые проблемы гидротермального рудообразования. М.: Наука, 1971, с. 198—213.
5. Вулканогенные колчеданно-полиметаллические месторождения / Г. Ф. Яковлев, В. В. Авдонин, Т. Я. Гончарова и др. М.: Изд-во МГУ, 1978. 278 с.
6. *Ковриго О. А., Беспаев Х. А., Николаев Л. Г.* К вопросу о зональности оруденения Риддер-Сокольного месторождения.— В кн.: Закономерности размещения полиметаллических месторождений Казахстана. Алма-Ата, 1981, с. 45—55.
7. Колчеданные месторождения мира. М.: Недра, 1979. 284 с.
8. *Листова Л. П., Бондаренко Г. П.* Осаждение и дифференциация меди, свинца и цинка в условиях осадкообразования. М.: Недра, 1979. 98 с.
9. *Овчинников Л. Н., Баранов В. Д.* О некоторых закономерностях размещения колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая (по геолого-статистическим данным).— Геология руд. месторождений, 1973, № 6, с. 17—31.
10. *Покровская И. В.* Минералогия и условия образования полиметаллических месторождений (Лениногорский район Рудного Алтая). Алма-Ата: Наука, 1982. 156 с.
11. *Попов В. В.* Геологические условия экзогенно-гидротермального рудообразования. М.: Недра, 1980. 248 с.
12. *Скрипченко Н. С.* Гидротермально-осадочные сульфидные руды базальтоидных формаций. М.: Недра, 1972. 216 с.
13. *Скрипченко Н. С.* Фациально-генетическая модель Pb-Zn-Ba ритмично-слоистых месторождений в флишоидах.— В кн.: Минеральные месторождения. М.: Наука, 1976, с. 54—65.
14. *Смирнов В. И.* Колчеданные месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968, с. 586—647.
15. *Смирнов В. И.* Соотношение сингенетических и эпигенетических процессов при формировании месторождений цветных металлов.— В кн.: Минеральные месторождения. М.: Наука, 1972, с. 7—20.
16. *Смирнов В. И.* Варианты доорогенной металлогении.— Геология руд. месторождений, 1977, № 1, с. 3—12.
17. *Твалчрелидзе Г. А.* Металлогенические особенности главных типов вулканических поясов. М.: Недра, 1977. 110 с.
18. *Хисамутдинов М. Г.* Металлогения и полиметаллические месторождения Рудного Алтая. Л.: Недра, 1978. 195 с.
19. *Щерба Г. Н.* Вулканогенная гипотеза происхождения колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая.— В кн.: Проблемы генезиса колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. Алма-Ата: Наука, 1977, с. 39—48.
20. *Яковлев Г. Ф., Микунов М. Ф.* Размещение колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая в связи с его структурно-фациальными особенностями.— Геология руд. месторождений, 1976, № 3, с. 45—56.
21. *Barrett T. J., Friedrichsen H.* Elemental and isotopic compositions of some metalliferous and pelagic sediments from the galapagos mounds area, DSDP Leg 70.— Chem. Geol., 1981, **36**, N 3/4, p. 275—298.
22. *Bernard A. J., Dagallier G., Soler E.* The exhalative sediments linked to the volcanic exhalative massive sulphide deposits: A case study of European occurences.— In: Ore genesis Stae Art. B., 1982, p. 553—564.
23. *Malahoff A.* Polymetallic sulphides from the oceans to the continents.— Sea Technol., 1982, **23**, N 1, p. 51—53.
24. *McMurtry J. M., Yeh Hsuen-Wen.* Hydrothermal clay mineral formation of East Pacific rise and Bauer basin sediments.— Chem. Geol., 1981, **32**, N 3/4, p. 189—205.
25. *Walker P. N., Barbour D. M.* Geology of the Buchans ore horizon Breccias.— Geol. Assoc. Canada Spec. Pap., 1981, N 22, p. 161—185.

УДК (553.435+553.444):553.261

Н. И. ЕРЕМИН

О ПОРЯДКАХ СКРЫТОЙ МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ В КОЛЧЕДАННЫХ ЗАЛЕЖАХ

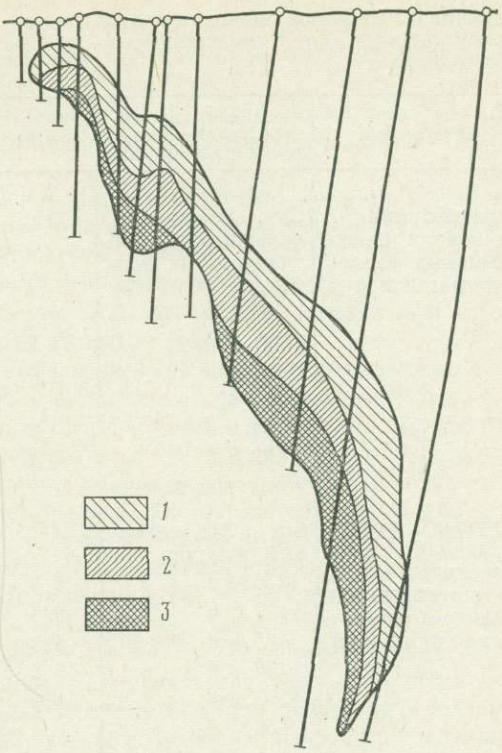
Скрытая минералого-геохимическая зональность как закономерное пространственное изменение состава какого-либо минерала в контурах единого геологического образования (массивной рудной залежи, интрузивного тела, зоны околорудных метасоматитов и др.) наиболее детально изучена автором применительно к колчеданным рудным залежам по вариациям в них состава разнообразных сульфидов и сульфосолей [3, 14]. Эта зональность является эндогенной рудной, а по масштабу своего проявления — локальной (зональность рудных тел).

Как показали исследования последних лет [3, 7, 9, 15—17], скрытая минералого-геохимическая зональность не является однопорядковой: она может устанавливаться как для рудных тел в целом, так и для отдельных участков, сложенных рудами одного типа, более того, в пределах такого типа она может фиксироваться для определенных текстур и даже в индивидуальных зернах определяющего ее минерала. Следовательно, выделяются четыре порядка скрытой минералого-геохимической зональности в колчеданных залежах: рудных тел, рудных интервалов, текстур и минеральных индивидов.

Скрытая минералого-геохимическая зональность 1-го порядка (зональность рудных тел) соответствует закономерному изменению состава минерала, наблюдаемому в определенном направлении для рудного тела либо минерализованной зоны в целом. Здесь возможны два принципиально различающихся случая: 1) скрытая зональность корреспондирует различным типам руд либо пород (т. е. пространственно совмещена с минералогической зональностью); 2) скрытая зональность проявляется в рудном теле однородного состава (т. е. сложенного рудами единого минерального типа). Примерами первого случая могут служить Приорское колчеданное месторождение в Мугоджарах и Шемонаихинское колчеданно-полиметаллическое месторождение на Рудном Алтае, а второго — колчеданные месторождения Южного Урала (Гайское и др.) и колчеданно-полиметаллические Северного Прибайкалья (Холоднинское).

Рудная залежь Приорского месторождения, образованная эксгаляционно-осадочным путем [11], представляет собой крутопадающую линзу, согласно залегающую в толще вулканогенных пород основного состава, и характеризуется отчетливым зональным строением, обусловленным присутствием в ее составе нескольких типов руд (фиг. 1). Со стороны лежачего бока здесь развиты магнетит-пиритовые руды, в центральной части — халькопирит-пиритовые и в висячем боку — халькопирит-сфалерит-пиритовые и сфалерит-пиритовые руды.

Пирит, присутствующий в рудах всех перечисленных типов, весьма разнообразен по форме и размерам выделений. Раздельное изучение состава этого минерала с учетом принадлежности к определенным типам руд выявило весьма отчетливую, контрастную, скрытую, неповторяющуюся зональность в поперечном сечении залежи, коррелирующую с наблюдаемой зональностью по типам руд. Пирит в составе магнетитсодержащих руд лежачего бока выделяется исключительно высокими устойчивыми концентрациями кобальта, халькопирит-пиритовые руды содержат пирит с меньшими, но также повышенными содержаниями этого металла, наконец, в зоне распространения халькопирит-сфалерит-пиритовых и сфалерит-пиритовых руд отмечаются крайне низкие сильно варьирующие концентрации кобальта в пирите.



Фиг. 1. Схематический разрез рудной залежи Приорского месторождения, по материалам М. И. Вахрушева и Л. М. Дейнекиной [2]

1—3 — типы руд: *1* — халькопирит-сфалерит-пиритовые и сфалерит-пиритовые, *2* — халькопирит-пиритовые, *3* — магнетит-пиритовые

В Южной залежи сплошных руд Шемонаихинского месторождения медно-цинково-колчеданные руды расположены в висячем и лежачем боках, а медноколчеданные преобладают в ее центральной части. Серноколчеданные и колчеданно-полиметаллические руды отмечаются в залежи в виде единичных маломощных интервалов. Такая сложно повторяющаяся минералогическая зональность образовалась в результате значительного метаморфического преобразования рудной залежи под воздействием змеиногорских гранитоидов, что, в частности, подтверждается концентрической структурой температурного поля в ее поперечном сечении с максимумами не в центральной, а в краевых частях [3, 12].

В поперечном сечении залежи устанавливается изменение состава зерен раннего пирита по элементам-примесям, а также состава других рудообразующих минералов с образованием скрытой зональности, характеризующейся наличием нескольких узких, вытянутых вдоль рудного тела максимумов, соответствующих наблюдаемой минералогической зональности [12]. В участках серно- и медноколчеданных руд зерна раннего пирита обогащены кобальтом, а в участках медно-цинково-колчеданных и колчеданно-полиметаллических руд — цинком и свинцом. Кобальт-никелевое отношение в раннем пирите имеет сложно повторяющееся распределение: оно повышается в краевых частях залежи по сравнению с ее центральной частью. Халькопирит из медноколчеданных руд отличается повышением содержаний железа и серы, кобальта и кадмия по сравнению с халькопиритом из медно-цинково-колчеданных и колчеданно-полиметаллических руд и характеризуется увеличением концентраций цинка, свинца, марганца и бария. Сфалерит на месторождении является маложелезистым; содержания железа обнаруживают отчетливую зависимость от типов руд: более железистые разновидности минерала тяготеют к медноколчеданным рудам. Наиболее сурьмянистые блеклые руды приурочены к медно-цинково-колчеданным и колчеданно-полиметаллическим рудам, а наиболее мышьяковистые — к медно- и серноколчеданным.

Рудные тела глубоких горизонтов Гайского месторождения, сложенные однородными сплошными медноколчеданными рудами с резко подчиненным развитием густовкрапленных разновидностей (фиг. 2), в отличие от вулканогенно-осадочной Стержневой линзы являются гидротермально-метасоматическими, трассируя собой рудоподводящую структуру. Распределение концентраций кобальта (никель не установлен) в пирите, слагающем до 90% рудной массы, выявляет скрытую зональную структуру рудных тел: в попечерном сечении трех рудных линз наблюдается закономерное изменение содержаний кобальта (см. фиг. 2*а*). В западной линзе зональность имеет сравнительно простой, в общем концентрический

Таблица 1. Скрытая минералого-геохимическая зональность рудных тел Холоднинского месторождения по изменению Co/Ni отношения в пирите (данные лазерного микроанализа)

Рудное тело	Скважина, глубина опробования, контакты рудного тела	Co/Ni	Сглаженное * Co/Ni	Градиент Co/Ni	Характеристика зональности
Стратиформная наклонная залежь сплошных серноколчеданных руд	Скв. 89, кровля, осложненная тектоническим контактом				Неповторяющаяся, неконтрастная
	160,2 м	2,8			
	166,0 м	1,8	2,3		
	171,4 м	1,0	1,4		
	177,0 м	1,1	1,1	0,06	
	184,8 м	0,7	0,9		
	192,8 м	0,8	0,8		
	подошва залежи				
Секущая крутопадающая зона прожилково-вкрапленных колчеданно-полиметаллических руд	Скв. 23, северный контакт				Повторяющаяся, симметричная, контрастная
	136,0 м	0,5			
	137,8 м	0,7	0,6		
	146,5 м	4,8	2,8	0,41	
	147,7 м	3,2	4,0		
	155,0 м	1,2	2,2	0,43	
	156,2 м	0,4	0,8		
	южный контакт				

* Ширина «статистического окна» — два анализа.

рисунок, где максимум концентраций приурочен к осевой части линзы в виде вытянутой, слабо изогнутой полосы, тяготеющей в верхней части к западному, а в нижней — к восточному контактам. В центральной и восточной линзах фиксируются по два параллельных максимума, причем в последней вытянутые зоны этих максимумов тяготеют к фланговым частям (сложно-концентрическая зональность). Идентичная зональность в распределении кобальта для этих же линз установлена и по другому минералу — халькопириту. Корреляция между содержаниями этого металла в зернах пирита и халькопирита является положительной и значимой [3]. В центральных частях рудных тел по сравнению с фланговыми несколько увеличивается сурьмянистость теннантита, а содержания железа в сфалерите явно увеличиваются в сторону лежачего бока и на глубину (см. фиг. 2, *б*, *в*).

На Холоднинском месторождении протерозойского возраста имеются пространственно разобщенные залежи, сложенные сплошными серноколчеданными (пиритовыми) или прожилково-вкрапленными колчеданно-полиметаллическими рудами. Основная масса пирита в рудах принадлежит к генерации, связанной с интенсивной метаморфической перекристаллизацией [3].

В серноколчеданных залежах устанавливается скрытая неповторяющаяся зональность по изменению Co/Ni отношения в этом пирите (табл. 1). Данная зональность в отличие от наблюдаемой на более молодых месторождениях является неконтрастной и рассматривается в качестве реликтовой как свидетельство вулканогенно-осадочного образования этих руд.

Повторяющийся тип зональности установлен по скважине, пересекающей залежь колчеданно-полиметаллических руд гидротермально-метаморфического генезиса (см. табл. 1). В этих прожилково-вкрапленных рудах в ассоциации с пирротином и другими сульфидами фиксируется наиболее

поздняя генерация пирита. Отношение Co/Ni в зернах этого минерала соответственно увеличивается от обоих контактов крутопадающего рудного тела по мощности к его центральной части. Градиент этой величины в обе стороны от центра идентичен, будучи весьма высоким. Иными словами, данная повторяющаяся зональность значительно контрастнее по сравнению с неповторяющейся в стратиформных серноколчеданных рудах этого месторождения.

Скрытая минералого-геохимическая зональность 2-го порядка (зональность рудных интервалов) отражает закономерное пространственное изменение состава минерала в определенном интервале, выполненном рудами *одного типа и входящем в контур сложного по составу рудного тела.* Такие интервалы могут чередоваться с рудами другого состава или отделяться безрудными («перебойными») участками.

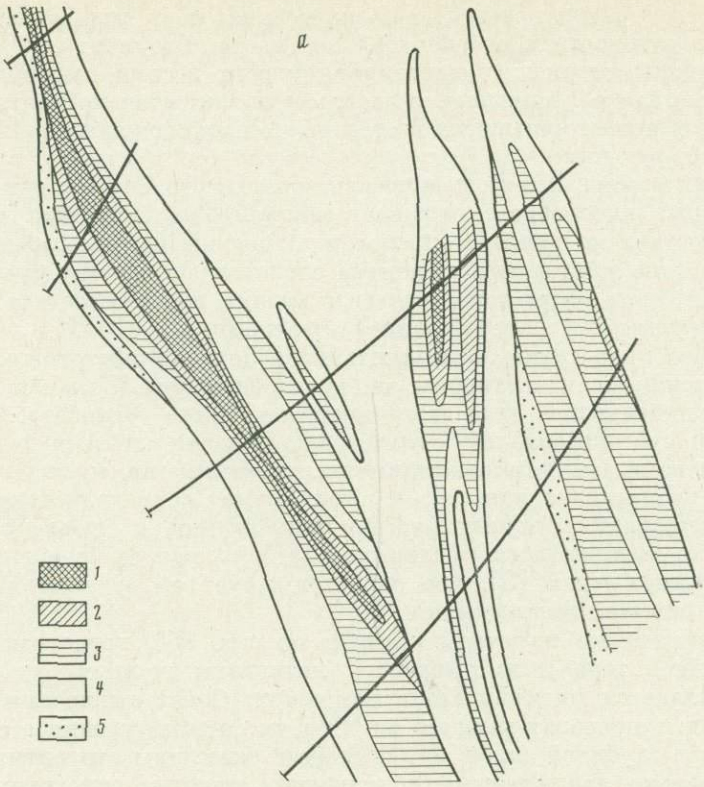
Наиболее ярко такая зональность проявлена на месторождениях Куроко в Японии и, в частности, на месторождении Шаканаи [3, 5, 8]. *Самое крупное рудное тело этого месторождения* — Четвертое, *представляет* собой субгоризонтальную пластовую залежь, сложенную в верхней части черными (колчеданно-полиметаллическими), а ниже в основном желтыми (медноколчеданными) и пиритовыми (серноколчеданными) рудами. В интервалах черных руд по направлению к кровле отмечается *уменьшение железистости сфалерита* [5], *повышается содержание* сурьмы в блеклых рудах [8], что свидетельствует об отчетливой неповторяющейся скрытой зональности.

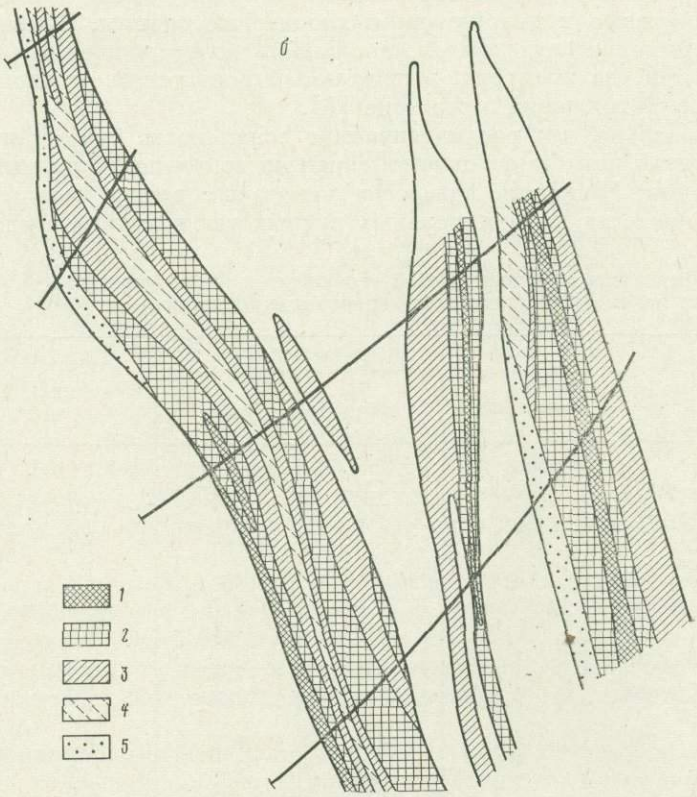
Важные данные получены автором по скв. 756, пересекающей Четвертое рудное тело и вскрывающей интервалы желтых руд (фиг. 3). Здесь выявляется ритмичность в изменении Co/Ni отношения в пиритных зернах: в пределах каждого из четырех ритмов указанное отношение возрастает с глубиной (табл. 2). В разрезе скважины эти ритмы соответствуют реально наблюдаемым сближенным пластам сплошных руд пирит-халькопиритового состава мощностью до 1,5 м, ограниченным сверху и снизу прослоями сильно измененных кислых туфов, переходящих в кварц-серицитовые и кварц-серицит-хлоритовые сланцы. Такая неповторяющаяся *ритмическая скрытая зональность подтверждает вулканогенно-осадочный* генезис этих руд, выдвигаемый большинством японских геологов для месторождений этого типа [6].

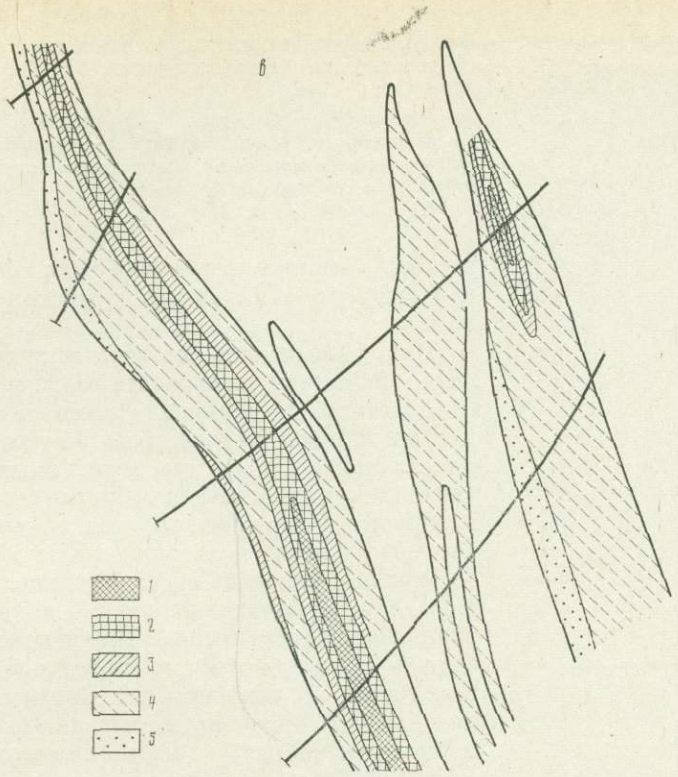
Примечательно, что рассматриваемая зональность рудных интервалов в ряде случаев как бы осложняет скрытую зональность рудных тел. На *месторождении Шаканаи, как и на некоторых других месторождениях* Куроко, в пределах индивидуальных рудных тел величина среднего отно-

Таблица 2. Ритмичное изменение Co/Ni отношения в пирите желтых руд месторождения Шаканаи по скв. 756 (данные лазерного микроанализа)

Ритмы (сверху вниз по разрезу)	№ пробы	Расстояние от устья скважины, м	$n \cdot 10^{-3}$ %		Co/Ni	Градиент Co/Ni в ритме
			Co	Ni		
I	244	17,7	4,7	5,9	0,8	
	245	17,2	5,8	4,1	1,4	2,3
	246	16,8	5,2	1,8	2,9	
II	247	16,4	4,0	8,8	0,4	
	248	15,9	4,0	2,7	1,5	1,3
	249	15,5	5,0	3,2	1,6	
III	253	6,9	4,0	7,8	0,5	
	254	6,4	3,4	1,8	1,9	2,8
IV	256	5,2	4,3	9,2	0,5	
	257	4,8	4,3	3,2	1,3	2,6
	258	4,4	3,4	1,3	2,6	


а
1
2
3
4
5


б
1
2
3
4
5

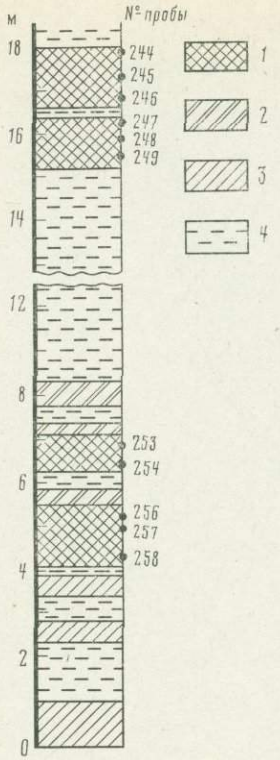


Фиг. 2. Схематический разрез рудных тел глубоких горизонтов Гайского месторождения по линии профиля 117

а — содержание кобальта в пирите (в условных единицах, данные лазерного микроанализа): *1* — >30, *2* — 30—20, *3* — 20—10, *4* — <10, *5* — вкрапленные руды; *б* — содержание железа в сфалерите (в вес.%, данные рентгеноспектрального микроанализа): *1* — >2,0, *2* — 2,0—1,5, *3* — 1,5—1,0, *4* — <1,0, *5* — вкрапленные руды; *в* — номер блеклой руды (Sb/(As+Sb)·100, данные рентгеноспектрального микроанализа): *1* — >10, *2* — 10—7, *3* — 7—5, *4* — <5, *5* — вкрапленные руды

шения Co/Ni в пиритах черных руд гораздо ниже по сравнению с пиритами в ниже залегающих желтых и пиритовых рудах. Содержание железа в сфалеритах черных руд также значительно меньше, чем для зерен этого минерала, находящегося в подчиненных количествах среди желтых и пиритовых руд.

Более сложная картина соотношения скрытой зональности 1 и 2 порядков наблюдается для слабо метаморфизованного Орловского колчеданно-полиметаллического месторождения на Рудном Алтае, относящегося к первично-вулканогенному типу [20]. Руды этого месторождения — преимущественно медноколчеданные и медно-цинковые с подчиненным развитием полиметаллических и барит-полиметаллических образований. По данным Г. А. Миловского [9], в более ранних вулканогенно-осадочных медноколчеданных и медно-цинковых рудах преобладает пирит I, по которому, как правило, отмечается направленное изменение величины Co/Ni отношения и содержания Co от подошвы к кровле линзовидных уплощенных рудных тел (скрытая неповторяющаяся зональность 1 порядка). В интервалах полиметаллических и барит-полиметаллических руд, образованных во вторую стадию и находящихся в окружении более ранних руд, наряду с пиритом I отмечается и новообразованный пирит II, по которому в единичных скважинах отмечается концентрический тип зональности (скрытая повторяющаяся зональность 2 порядка). В некоторых случаях для таких интервалов содержание Co и отношение Co/Ni в позднем пирите II находятся в соответствии с общей направленностью изменения этих параметров в рудах ранней стадии (иными словами, здесь фиксируется неповторяющаяся скрытая зональность 2



Фиг. 3. Геологический разрез Четвертого рудного тела месторождения Шаканаи по скв. 756 (по материалам японских геологов)

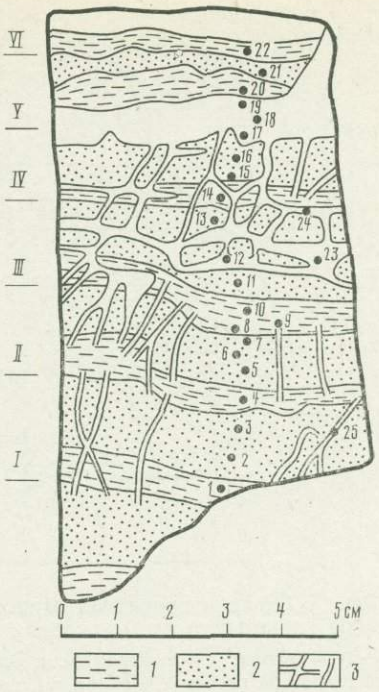
1 — сплошные желтые руды; *2* — вкрапленные черные руды; *3* — осветленные кислые туфы; *4* — кварц-серицитовые и кварц-серицит-хлоритовые сланцы; цифры на разрезе — точки отбора проб, см. табл. 2

порядка, «вписывающаяся» как фрагмент в аналогичную зональность рудного тела в целом.)

Как указывалось, помимо пирита и сфалерита, скрытая минералого-геохимическая зональность 2-го порядка устанавливается для месторождений Куроко и по блеклым рудам в интервалах рудных тел, сложенных черными (колчеданно-полиметаллическими) рудами. По характеру распределения различных типов руд наиболее близка месторождениям Куроко слабо метаморфизованная и, вероятно, сохранившая свое первичное положение в пространстве вулканогенно-осадочная Крещенская рудная залежь Николаевского месторождения на Рудном Алтае. В основном, по данным опробования, в ней снизу вверх выделяются серно- и медноколчеданные, медно-цинково-колчеданные, а также колчеданно-полиметаллические типы руд. На месторождении не наблюдается значительных вариаций состава блеклых руд, и все они в отличие от наблюдаемых на месторождениях Куроко относятся к теннантиту [17]. Однако для интервала колчеданно-полиметаллических руд характерно уменьшение с глубиной сурьмы в теннантите и соответственно увеличение мышьяка (табл. 3), т. е. выявляется неповторяющаяся скрытая зональность 2-го порядка, аналогичная установленной японскими исследователями для черных руд месторождений Куроко.

Скрытая минералого-геохимическая зональность 3-го порядка (зональность текстур) обычно проявляется в масштабе штуфных образцов руд и характеризуется полосчатой текстурой, исключительно широко развитой в рудах колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений. В настоящее время благодаря исследованиям многих геологов и в первую очередь Т. Н. Шадлун [18], Н. В. Петровской [10], Н. С. Скрипченко [13] и др. следует считать установленным факт конвергентности полосчатых текстур этих месторождений с выделением среди них по крайней мере четырех генетических типов: слоисто-полосчатого, унаследованно-полосчатого, прожилково-полосчатого и метаморфогенно-полосчатого. Скрытая зональность как закономерное ритмичное изменение состава минерала обнаруживается в первую очередь в слоисто-полосчатых рудах колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений Южного Урала (Учалы), Рудного Алтая (Тишинское, Белоусовское), Центрального Казахстана (Жайрем) и других регионов.

Среди сплошных серноколчеданных руд слабо метаморфизованного месторождения Учалы на участке южного выклинивания рудной залежи фиксируются ритмично-слоистые вулканогенно-осадочные образования, представленные чередованием слойков, различающихся размерами зерен пирита и его количеством (фиг. 4). Они осложнены сетью секущих и реже согласных диагенетических прожилков также пиритового состава мощностью 1—2 мм. Эти прожилки на отдельных участках образуют густые штокверковые скопления. Местами отдельные слои нарушены атектоническими деформациями блокового перемещения и осложнены складками оползания. Каждый ритм объединяет два соседних слойка,



Фиг. 4. Схематизированная зарисовка образца серноколчеданной ритмично-слоистой руды из южного выклинивания рудной залежи месторождения Учалы (сборы А. А. Малахова)

I—VI — ритмы; *1* — нижние части ритмов; *2* — верхние части ритмов; *3* — диагенетические прожилки; цифры на схеме — точки отбора проб и их номера, см. табл. 4

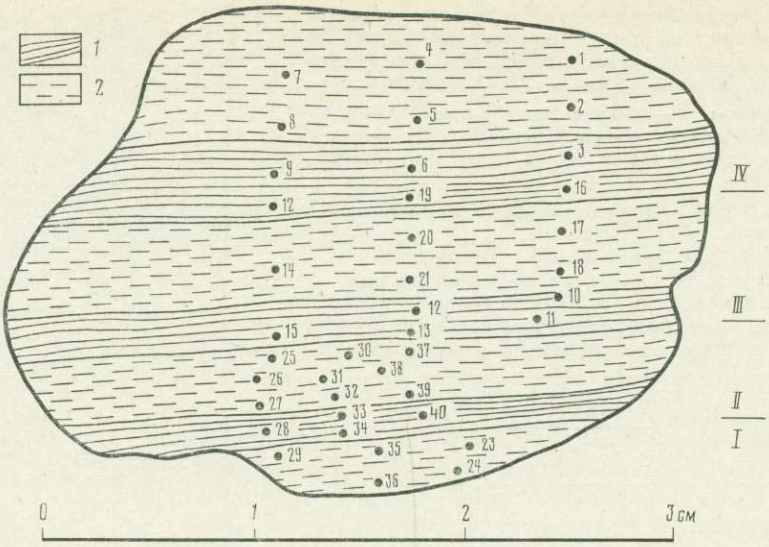
Таблица 3. Изменение состава теннантита с глубиной в интервале сплошных колчеданно-полиметаллических руд Крещенской залежи Николаевского месторождения по скв. Н-657 (данные рентгеноспектрального микроанализа)

Глубина опробования по скважине, м	Атомное количество в блеклой руде	
	Sb	As
100,0	0,013	2,75
194,7	0,006	3,39
203,0	0,006	3,47
221,5	0,005	4,06

имеющих четкую границу раздела. В нижнем слойке мощностью 5—6 мм преобладают обломки зерен пирита изометричной формы размером до 0,3—0,4 мм (в среднем 0,1—0,2 мм) и агрегаты этих зерен в виде изометричных гнездовых или линзовидных, вытянутых по слоистости образований размером до 0,5—0,6 мм. В среднем общее количество пирита в слойке достигает 60—65%, повышаясь в отмеченных агрегатах до 80—90%. Главный нерудный минерал — кварц. В верхнем слойке мощностью до 5 мм общее количество пирита уменьшается до 40—50%. Пирит здесь образует рассеянную вкрапленность отдельных зерен от мельчайших (тысячные доли миллиметра) до сравнительно крупных (до 0,1 мм) изометричной формы. Диагенетические прожилки почти нацело сложены агрегатом мелких пиритных зерен размером до 0,1 мм с незначительным количеством нерудных минералов.

Подобные реликтовые серноколчеданные слоисто-полосчатые руды установлены и на Тишинском месторождении. Здесь они фиксируются в виде маломощных, вытянутых и смятых в складки согласных линз вне главного рудного тела среди микрокварцитов и кварц-серицит-хлоритовых пород гидротермально-осадочного генезиса, сменяющихся по простиранию осадочными породами с вкрапленностью аналогичного пирита [1]. Полосчатость в этих густовкрапленных существенно пиритовых рудах, содержащих резко подчиненное количество рассеянных мелких зерен сфалерита, обусловлена чередованием слойков серицит-хлоритового, хлоритового и кварц-серицит-хлоритового состава, разной степенью пиритизации и закономерными изменениями размеров зерен пирита (фиг. 5). Переход между описываемыми рудами и породами по простиранию постепенный, за счет изменения интенсивности пиритизации.

Как для Учалинского, так и для Тишинского месторождений лазерным микроанализом индивидуальных пиритных зерен отчетливо выявляется закономерное уменьшение величины Co/Ni отношения в направлении от подошвы к кровле каждого ритма (табл. 4, 5), т. е. фиксируется неповторяющаяся ритмическая скрытая зональность 3-го порядка. На Тишинском месторождении, по данным В. Е. Кельха [7], в аналогичных ритмах обнаруживается и закономерное изменение состава сфалерита: содержание железа в зернах этого минерала снижается также от подошвы к кровле (табл. 6).



Фиг. 5. Схематизированная зарисовка образца серноколчеданной ритмично-слоистой руды Тишинского месторождения

I—IV — ритмы; *1* — нижние части ритмов; *2* — верхние части ритмов; цифры на схеме — точки отбора проб и их номера, см. табл. 5

Подобная зональность установлена В. А. Лычаковым [15] по распределению примесных кобальта и меди в пирите ритмично-слоистых вулканогенно-осадочных колчеданных и барит-полиметаллических руд Белоусовского месторождения, а А. В. Ткачевым [16] — для сфалерит-пиритовых ритмитов месторождения Дальнезападный Жайрем, характеризующихся закономерным падением содержания железа в сфалерите от подошвы прослоя к его кровле.

Таблица 4. Ритмичное изменение Co/Ni отношения в пиритах слоисто-полосчатой серноколчеданной руды Учалинского месторождения (данные лазерного микроанализа, усл. ед.)

В слойках ритмов					В диагенетических прожилках			
ритм	номер анализа	Co	Ni	Co/Ni	номер анализа	Co	Ni	Co/Ni
VI	22	10	3,5	3,5				
V	21	2	3,2	1,6				
	20	16	4	4	19	11	2	5,5
IV	16	13	4,7	2,8	18	2,6	2,6	1,0
	15	16	3,1	4,7	17	6	1,9	3,2
	14	52	2,4	21,7	24	21	4,2	5,0
III	13	4,5	4,7	1,0	23	11	5	2,2
	11	10	4	2,5	12	19	3,5	5,4
	10	54	5,8	9,3				
	8	180	5	36	9	7,5	5,8	1,3
II	7	5	8	0,6				
	6	7	9,6	0,7				
	5	9	7,6	1,1				
	4	10	4	2,5				
I	3	6	5,6	1,1	25	20	7,2	2,8
	2	14	8,1	1,7				
	1	16	2,1	5,7				

Таблица 5. Ритмичное изменение Co/Ni отношения в пиритах слоисто-полосчатой серноколчеданной руды Тишинского месторождения (данные лазерного микроанализа, усл. ед.)

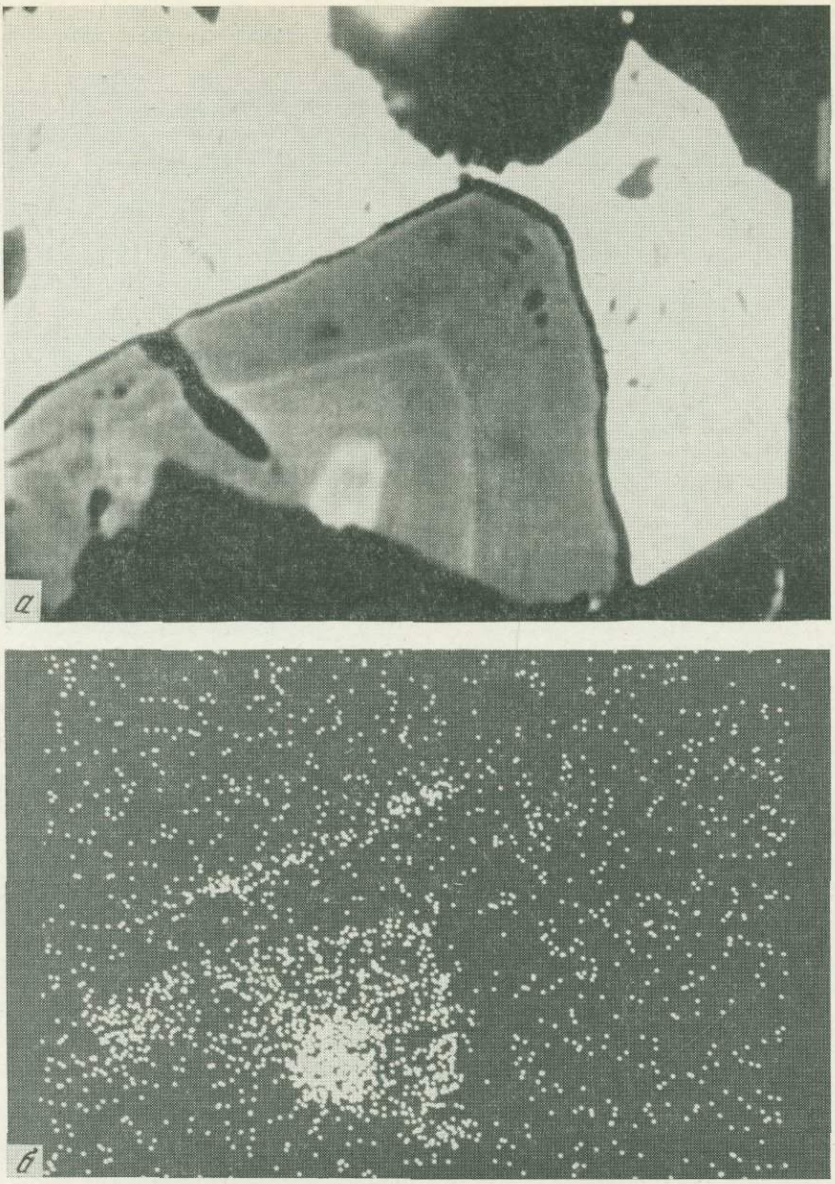
Ритм	Номер анализа	Co	Ni	Co/Ni	Номер анализа	Co	Ni	Co/Ni	Номер анализа	Co	Ni	Co/Ni
IV	7	4	3	1,3	4	3	3	1,0	1	2	1	2,0
	8	5	2	2,5	5	3	3	1,0	2	2	1	2,0
	9	5	3	1,7	6	5	2	2,5	3	5	1	5,0
	12	4	2	2,0	19	5	1	5,0	16	8	1	8,0
III					20	3	3	1,0	17	3	5	0,6
	14	3	2	1,5	21	2	2	1,0	18	4	3	1,3
					12	4	2	2,0	10	3	2	1,5
	15	5	1	5,0	13	5	2	2,5	11	5	2	2,5
II	25	7	6	1,1	37	2	2	1,0	30	4	9	0,5
	26	7	6	1,1	38	2	2	1,0	31	4	9	0,5
	27	5	2	2,5	39	3	1	3,0	32	3	2	1,5
					40	4	1	4,0	33	3	1	3,0
	28	8	2	4,0					34	4	1	4,0
I	29	4	2	2,0	23	3	2	1,5	35	4	3	1,3
					24	3	1	3,0	36	6	4	1,5

Таблица 6. Ритмичное изменение содержаний железа в сфалеритах (в вес.%) слоисто-полосчатой серноколчеданной руды Тишинского месторождения (данные рентгеноспектрального микроанализа), по В. Е. Кельху [7]

Ритм	Положение рудных слойков в ритмах	Микропрофиль I		Микропрофиль II	
		№ пробы	содержание железа в сфалерите	№ пробы	содержание железа в сфалерите
IV	Кровля	1	0,14	10	0,17
	Подошва	2	1,40	11	1,20
III	Кровля	3	0,17	12	0,20
	Подошва	4	0,62	13	0,71
II	Кровля	5	0,14	14	0,18
		6	0,67	15	0,51
	Подошва	7	1,50	16	1,80
I	Кровля	8	0,50	17	0,40
	Подошва	9	0,75	18	0,97

Скрытая минералого-геохимическая зональность 4-го порядка (зональность минеральных индивидов) в случае колчеданных залежей соответствует выявляемой иногда на микроскопическом уровне концентрической фазовой неоднородности состава монокристаллов рудообразующих минералов. Она свидетельствует о диффузии, неравномерном, возможно, прерывистом росте кристаллов, распаде твердых растворов и других явлениях, сопровождающих кристаллизацию руд с участием гидротермальных и метаморфических растворов. Наиболее отчетливо такая зональность проявляется в блеклых рудах и сфалеритах, в единичных случаях она зафиксирована в пиритах.

При исследовании индивидуальных зерен блеклой руды на экране катодно-лучевой трубки рентгеновского микроанализатора иногда выявляется их неоднородность по «среднему атомному номеру» в виде отдельных микроучастков различного состава. Впервые это явление наблюдалось при изучении состава блеклых руд серебро-свинцовых месторождений Якутии [3, 4]. Для месторождений Куроко фазовая неоднородность мелких зерен рассматриваемого минерала была установлена С. Юи [22]. Отчетливо концентрически-зональная структура монокристалла блеклой

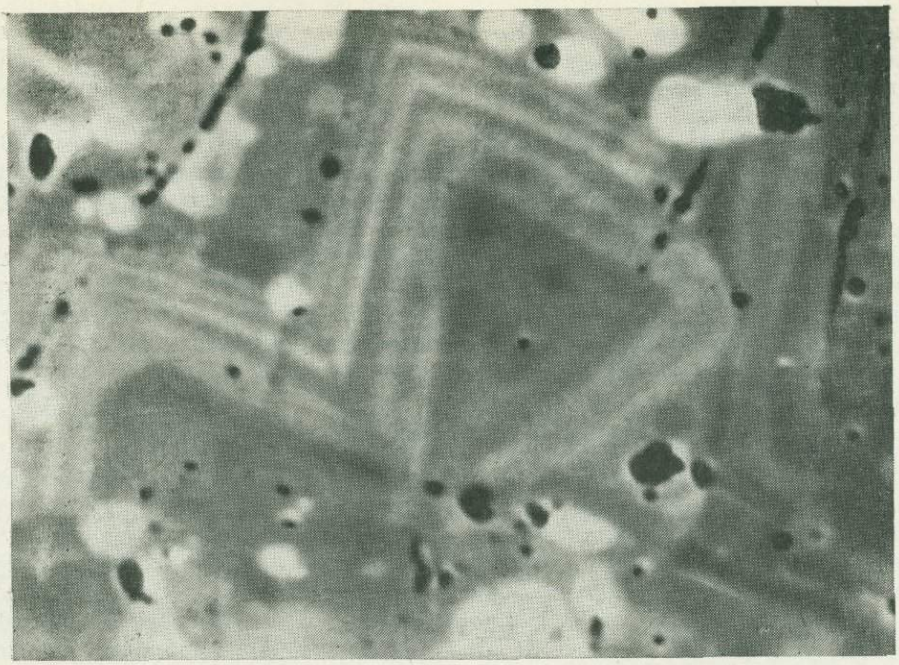


Фиг. 6. Концентрически-зональное зерно блеклой руды. Николаевское месторождение. Обр. 1088/3, увел. 300

а — в обратно-рассеянных электронах (состав); *б* — в рентгеновских лучах SbLα

руды Дарасунского месторождения, характеризующаяся чередованием многочисленных зон различного состава, описана Ю. С. Бородаевым [21].

В рудах колчеданных месторождений такого рода неоднородность довольно часто проявляется в месторождениях типа Куроко (алтайского типа) и значительно реже — в месторождениях уральского типа. Так, на Николаевском месторождении (Рудный Алтай) в рудах «метаколлоидного» горизонта устанавливаются зерна зональной блеклой руды, когда существенно тетраэдритовая зона в их центральных частях сменяется к периферии теннантитовой (фиг. 6). Можно полагать, что процесс кристаллизации этих зерен из растворов, содержащих ионы сурьмы и мышьяка, начался в условиях устойчивости тетраэдритовой фазы, а продолжался в условиях, когда ионы сурьмы стали связываться в форме джемсонита, пираргирита и буланжерита, присутствующих в рудах. В некоторых слу-



Фиг. 7. Концентрическая зональность зерна пирита Джусинского месторождения, выявляемая на экране катодно-лучевой трубки рентгеновского микроанализатора JXA-5 (обратно-рассеянные электроны, состав). Обр. 80/1, увел. 780

чаях (Шемонаихинское месторождение на Рудном Алтае) в пределах индивидуального зерна блеклой руды удается идентифицировать по составу (в основном по содержанию мышьяка и сурьмы) до девяти резко различных зон, имеющих мощность первые микрометры — десятки микрометров [12]. Чаще общее число таких зон не превышает двух-четырех.

В зернах сфалерита зонального строения, как правило, фиксируется различие состава этих зон преимущественно в зависимости от содержания железа, марганца и кадмия. Так, в зональных зернах сфалерита из рудных зон Пай-Хоя [19], отличающихся различной окраской (с внутренней темно-оранжевой зоной и внешней — светлой), установлено, что содержание марганца повышается к краевым частям за счет снижения концентраций железа, максимальных в их центральных частях.

Для сфалеритов, присутствующих в рудах колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений, такая визуально различимая зональность не характерна. Однако с помощью электронно-зондового микроанализатора в них нередко выявляется концентрически-зональная структура минеральных индивидов, обычно по распределению железа.

По данным А. В. Ткачева [16], сфалериты из сфалерит-пиритовых ритмитовых руд месторождения Дальнезападный Жайрем, помимо закономерного снижения концентраций железа от подошвы прослоев к кровле (зональность 3-го порядка), оказались также зональны в пределах индивидуальных зерен: их железистость всегда максимальна в центре и постепенно уменьшается к краю (т. е. проявляется зональность 4-го порядка или зональность минеральных индивидов). В данном случае просматривается определенная связь между двумя указанными порядками скрытой зональности: отложение слойков и кристаллизация минеральных индивидов в них происходили в однопорядковом временно́м интервале на фоне снижения активности ионов железа в минералообразующем растворе.

Совершенно иная картина установлена на Шемонаихинском месторождении Нат. Е. Сергеевой [12]. Здесь фиксируется повышение железистости сфалерита на 0,3—0,5 вес.% в пограничных зонах его зерен

шириной 15—20 мкм близ контакта с окружающим переотложенным пиритом. Вероятно, образование таких зон обусловлено явлениями диффузии при установлении термодинамического равновесия между этими минералами.

Детальное рассмотрение пирита Джусинского месторождения на Южном Урале [3] с помощью рентгеновского микроанализатора в обратнорассеянных электронах в нескольких случаях выявило неоднородность по «среднему атомному номеру», состоящую в появлении участков различного оттенка. Эти участки иногда образуют чередующиеся замкнутые многоугольные зоны шириной до 10 мкм, повторяющие контуры зерна пирита (фиг. 7). Проведенные многочисленные количественные определения (точечным способом с наблюдением по экрану) фиксируют возрастание содержания железа на 0,1—0,3 вес.% в светлых зонах по сравнению с темными.

ВЫВОДЫ

1. *Скрытая минералого-геохимическая зональность как закономерное* пространственное изменение состава минерала в контурах определенного геологического образования применительно к колчеданным залежам по масштабу своего проявления устанавливается в четырех порядках: рудных тел, рудных интервалов, текстурных штуфов и минеральных зерен.

2. Скрытая зональность каждого последующего (более локального) порядка усложняет общую ее структуру (в предыдущем порядке), а иногда и затушевывает последнюю, что необходимо учитывать при рудно-минералогических исследованиях колчеданных залежей.

3. Образование как одно-, так и разнопорядковой скрытой минералого-геохимической зональности может быть обусловлено различными причинами; в общем виде оно отражает инициальную и метаморфическую дифференциацию вещества колчеданных залежей в различном масштабе; структура скрытой зональности наряду с другими признаками помогает оценить способ рудообразования или метаморфическую переработку залежи.

4. Практическая значимость скрытой минералого-геохимической зональности разных порядков неравноценна: зональность рудных тел и рудных интервалов необходимо учитывать для правильной разработки залежей, а зональность текстур и минеральных зерен может оказать существенное значение при решении вопросов технологической переработки руд и концентратов.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Авдонин В. В.* Этапы формирования и зональность околорудных пород Тишинского колчеданно-полиметаллического месторождения на Рудном Алтае.— Геология руд. месторождений, 1976, № 1, с. 94—101.
2. *Вахрушев М. И., Дейнекина Л. М.* Зональность и метаморфизм руд колчеданной залежи Приорского месторождения.— Геология руд. месторождений, 1978, № 2, с. 52—63.
3. *Еремин Н. И.* Дифференциация вулканогенного сульфидного оруденения (на примере колчеданных месторождений фанерозоя).— М.: Изд-во МГУ, 1983. 256 с.
4. *Индолев Л. Н., Невойса Г. Г., Брызгалов И. А.* Новые данные о составе сурьмяных блеклых руд и изоморфизме меди и серебра.— Докл. АН СССР, 1971, 199, № 5, с. 1146—1149.
5. *Кадзивара Й.* Некоторые ограничения условий формирования руд Куроко.— В кн.: Вулканизм и рудообразование. М.: Мир, 1973, с. 173—182.
6. *Канехира К., Татцуми Т.* Обзор пластовых медноколчеданных месторождений Японии.— В кн.: Вулканизм и рудообразование. М.: Мир, 1973, с. 53—72.
7. *Кельх В. Е.* Особенности рудообразования Тишинского колчеданно-полиметаллического месторождения на Рудном Алтае: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: МГУ, 1977. 25 с.
8. *Матцукума Т., Хорикоси Е.* Обзор месторождений Куроко в Японии.— В кн.: Вулканизм и рудообразование. М.: Мир, 1973, с. 129—151.
9. *Миловский Г. А.* Минералого-геохимические особенности Орловского колчеданно-полиметаллического месторождения.— Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1982, № 1, с. 50—55.
10. *Петровская Н. В.* О роли тектонических факторов в образовании полосчатых текстур колчеданных руд.— Геология руд. месторождений, 1984, № 4, с. 15—32.

11. *Поротов Г. С., Пертель А. И., Веселов Е. В.* Геологические особенности Приорского колчеданного месторождения.— Геология руд. месторождений, 1973, № 1, с. 64—73.
12. *Сергеева Нат. Е., Еремин Н. И., Ватутина Л. И.* Элементы-примеси как индикаторы генезиса Шемонаихинского месторождения (Рудный Алтай).— Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1978, № 2, с. 75—88.
13. *Скрипченко Н. С.* Вулканогенно-осадочное рудообразование. М.: Недра, 1966. 292 с.
14. *Смирнов В. И.* Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1976. 688 с.
15. *Старостин В. И., Лычаков В. А., Сергеева Нат. Е.* Метаморфогенное перераспределение химических элементов колчеданно-полиметаллических руд.— Геология руд. месторождений, 1981, № 4, с. 30—43.
16. *Ткачев А. В.* Геологические условия образования месторождения Дальнезападный Жайрем (Центральный Казахстан).— Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1982, № 3, с. 98—101.
17. *Филицына Т. А.* Блеклые руды Николаевского месторождения на Рудном Алтае.— Докл. АН СССР, 1978, 242, № 3, с. 680—682.
18. *Шадлун Т. Н.* Колчеданные руды.— В кн.: Структурно-текстурные особенности эндогенных руд. М.: Недра, 1964, с. 179—245.
19. *Юшкин Н. П., Еремин Н. И., Хорошилова Л. А.* Новая марганцовистая разновидность сфалерита.— Докл. АН СССР, 1974, 216, № 5, с. 1138—1141.
20. *Яковлев Г. Ф., Демин Ю. И., Авдонин В. В.* Генетические типы полиметаллических месторождений Рудного Алтая.— В кн.: Вулканогенные колчеданно-полиметаллические месторождения. М.: Изд-во МГУ, 1978, с. 113—123.
21. *Smirnov V. I., Borodaev Yu. S., Eremin N. I.* The study of internal chemical Heterogeneity of monocrystals with IXA-5.— JEOL News, 1973, 11e, N 1, p. 47—51.
22. *Yui S.* Heterogeneity within a single grain of minerals of the tennantite-tetrahedrite series.— In: Geochem. and Crystallogr. Sulphide Miner. Hydrotherm. Deposits. Joint. Symp. IMA IAGOD. Tokyo, 1971, p. 22—29.

УДК 553.44:552.52/.54

Н. С. СКРИПЧЕНКО

СООТНОШЕНИЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-ОСАДОЧНОГО И РЕГЕНЕРАЦИОННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ В ГЛИНИСТО-КАРБОНАТНЫХ И КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ

Проблема соотношений различных типов рудогенеза занимает одно из главных мест в работах советских геологов [9—12]. Ее анализ эффективен для прогнозирования и поисков крупных месторождений, формирующихся при комбинировании эндогенных металлоносных гидротермальных систем и экзогенных обстановок рудоотложения. В данном случае единое по источнику оруденение проявляется в нескольких генетических классах месторождений. Среди них важную роль играют гидротермально-осадочные и месторождения ранней диагенетической регенерации. К последним, по мнению автора, относятся инкрустационно-метасоматические свинцовые месторождения в рифовых комплексах. Масштабы накопления свинца достигают здесь таких же значений, как и в гидротермально-осадочных (до нескольких миллионов тонн).

Отдельные рудные районы обычно специализированы по генетическому типу месторождений. Промышленное значение в них имеют либо только гидротермально-осадочные (районы — Холодненский, Филизчайский, Маунт-Айза, Салливан, Раммельсберг и др.), либо инкрустационно-метасоматические (Старый и Новый свинцовые пояса Юго-Восточной Миссури, Пайн-Пойнт, Сардана и др.). Известны также районы, в которых одновременно присутствуют крупные месторождения обоих классов. Примером является Жайремский, где сочетаются барит-цинк-свинцовые гидротермально-осадочные тела в углеродистом кремнисто-глинисто-известковом флишоиде (Западный, Дальне-Западный и Восточный Жайрем) и барит-свинцовые инкрустационно-метасоматические месторождения в известковых рифах (Ушкатын III).

В статье доказывается приоритетный характер соотношений между обоими типами месторождений и именно первичность гидротермально-осадочного и вторичная производная из него природа инкрустационно-метасоматического оруденения.

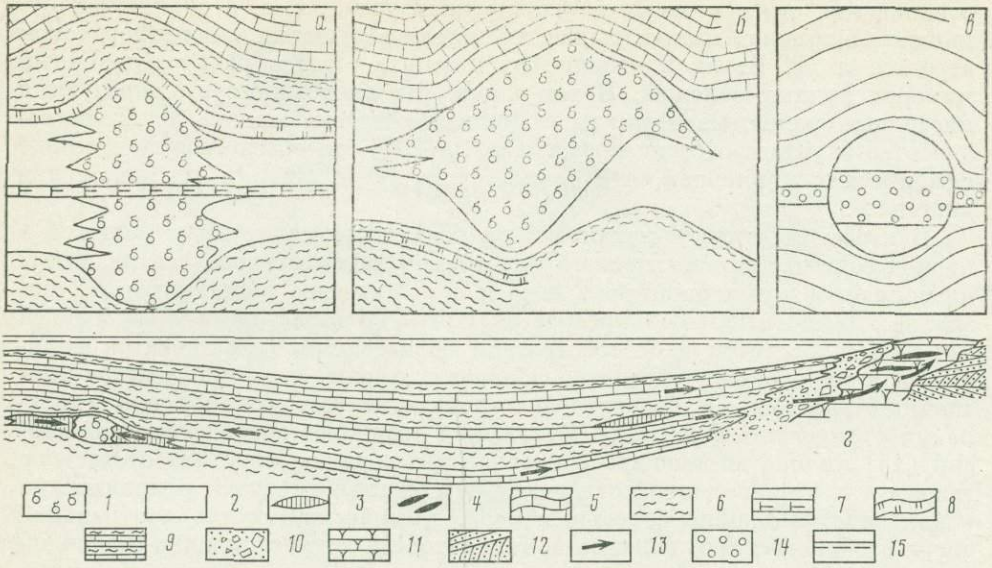
ДИФФЕРЕНЦИАЛЬНОЕ УПЛОТНЕНИЕ И ЛОКАЛЬНАЯ РЕГЕНЕРАЦИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-ОСАДОЧНЫХ РУД

Геология Жайремского рудного района и его месторождений приведена в ряде работ [1, 3, 5, 7, 15]. Основной для района гидротермально-осадочный тип месторождений приурочен к кремнисто-глинисто-известковому флишоиду верхнего девона. Рудные залежи характеризуются концентрически-зональным строением, выраженным в чередовании зон (от центра к внешнему контуру): 1) кремнисто-баритовой, 2) барит-галенитовой, 3) барит-галенит-сфалеритовой, 4) галенит-сфалеритовой, 5) сфалеритовой, 6) пиритовой [8]. Первые две сложены массивными существенно баритовыми агрегатами. Во второй зоне содержится вкрапленно-прожилковое галенитовое оруденение. Четыре следующие зоны представляют собой ритмичное переслаивание градационных кремнисто-глинисто-известковых осадков пелит-песчаного ряда и рудных прослоев.

Образование рудных залежей обязано двум последовательно проявившимся механизмам отложения — гидротермально-осадочному и гидротермально-метасоматическому [4, 5, 15]. В ходе гидротермально-осадочного процесса в депрессиях дна бассейна сформировались концентрически-зональные залежи барит-сфалерит-галенитовых руд. Ядерные части залежей первоначально представляли собой барит-кремнистые осадки с незначительной примесью сульфидов. Господствующий характер баритовой седиментации в центре залежей подтверждается «пересечением» барит-кремнистых ядер слоями кварц-полевошпатовых туфопесчаников (фиг. 1, *а*). «Пересечение» объясняется высокой скоростью накопления туфов и подавлением тем самым седиментации других видов. Роль кремнисто-глинисто-известковой фоновой для бассейна седиментации выражена в ядре как примесь кремнезема (20%) и глинозема (2,5%). Одной из характеристик зональности служит постепенный рост содержания барита на интервале слоистых руд. Оно увеличивается от 0,1% в цинковой до 2,9% в свинцово-цинковой и до 10—15% в барит-свинцово-цинковой зонах. В ядре залежей количество барита возрастает до 70%. Увеличение градиента содержания барита от внешнего контура к центру залежей в интервале слоистых руд свидетельствует о преимущественно гидротермально-осадочном способе накопления этого минерала и в центральных зонах залежей.

К отличительным особенностям ядра относится высокое содержание в его внешней зоне галенита. Галенитизация ядра объясняется диагенетической регенерацией и перемещением галенита из слоистых руд в баритовое ядро [7]. Регенерация вызывалась рядом причин: нахождением рудных тел в области разгрузки эндогенного теплового потока, дифференциальным диагенетическим уплотнением рудоносных осадков и руд, высокой способностью галенита к переотложению при диагенезе. Исходя из их гидротермально-осадочной природы предполагается возможность поступления тепла к рудным телам. Роль двух других факторов — уплотнения среды и избирательности переотложения галенита — выявляется более конкретно.

Дифференциальный характер диагенетического уплотнения в рудоносном флишоиде устанавливается по складкам уплотнения вокруг карбонатных конкреций и по трансформации мощностей слоев при переходе из среды в конкреции (см. фиг. 1, *в*). Мощность одних и тех же слоев внутри конкреций в среднем в 3 раза больше, чем в среде. Это доказывает значительно более раннюю раскристаллизацию конкреций, чем кремнисто-глинисто-известковой среды. В рудоносной части флишоида кон-



Фиг. 1. Структуры дифференциального уплотнения (*а—в*) и фациальные соотношения гидротермально-осадочного и инкрустационно-метасоматического оруденения в Жайремском рудном районе (*г*)

а, б — соотношение мощностей барит-свинцовых руд ядра и рудного флишоида в Западной (*а*) и Восточной (*б*) рудных залежах; *в* — биклинальная плойчатость и трансформация мощности одного и того же слоя в известковой конкреции; *г* — модель генетических соотношений гидротермально-осадочного и инкрустационно-метасоматического полиметаллического оруденения в Жайремско-Ушкатынском секторе Жаильминского палеобассейна; схемы *а, б, г* составлены с использованием работ [1, 2, 5]; *1* — баритовые и барит-свинцовые руды; *2* — *флишоид с полиметаллическим и примесью железного оруденения*; *3* — *слоистая фация* гидротермально-осадочных руд; *4* — стратиформные инкрустационно-метасоматические баритгаленитовые залежи в рифе; *5* — красноцветные известняки; *6* — углеродистый кремнисто-глинисто-известковый флишоид; *7* — туфопесчаник; *8* — калишпат-кремнисто-карбонатный маркер; *9* — флишоидная толща; *10* — обломочный шлейф рифа; *11* — строматолитовый известняк; *12* — красноцветные терригенные песчаники; *13* — направление движения элизионных растворов; *14* — слой известняка с трансформированной мощностью; *15* — положение уровня моря в палеобассейне

креции—протолиты играли роль рудных коллекторов. Вкрапленность сульфидов концентрируется обычно во внешней части конкреций, где дислокация при уплотнении среды проявлялась более интенсивно [7].

Признаки дифференциального уплотнения в рудных залежах проявлены как закономерная вариация мощностей различных зон. Существенно баритовые ядерные зоны имеют примерно в 2 раза большую мощность, чем прилегающие зоны слоистых руд (см. фиг. 1, *а*, *б*). Приложимость модели уплотнения вокруг конкреций к рудным телам доказывается двумя фактами. Около баритовых ядер ниже и выше рудного горизонта имеются согласные облекающие изгибы слоистости пород. Другим признаком служат сквозные слои туфопесчаника с одинаковой мощностью в среде и в массивных баритовых зонах. Этот факт указывает, что при седиментации на площади отложения существенно баритовых руд не было условий для накопления осадков особо большой мощности. Оба признака позволяют предположить по аналогии с известковыми конкрециями протолитовый характер баритового ядра рудных залежей. Более раннее отвердение ядра по сравнению со слоистыми рудами связано с более высокой плотностью первичного баритового осадка.

Слоистые руды, окружающие баритовые ядра, состоят из галенита, сфалерита, барита и фрамбоидального пирита. Сфалерит и пирит имеют более высокую сопротивляемость переотложению, чем галенит и барит. Сфалерит комбинирует гипидиоморфнозернистые срастания с литогенными минералами. Способность к переотложению у галенита выражается

в скоплении его в «теневых» структурных узлах, т. е. в трещинках будинажа, шарнирах микроскладок, трещинах в существенно сфалеритовом агрегате и др. Барит в отличие от галенита — более распространенный минерал рудных залежей. В тех слоях, где он доминирует, образуются массивные зернистые агрегаты с примесью других минералов. Если количество барита в слое не превышает 10—20%, он обособливается в виде сферических конкреций, что также является признаком миграции при диагенезе.

В целом структурно-механическая неоднородность рудных залежей в период общего диагенетического уплотнения характеризовалась наличием консолидированных баритовых ядер и окружающего рудно-илистого тонкослоя. Деформационные преобразования ядер вызывались облекающим течением слоистости и способствовали образованию трещиноватой пористости в их внешней оболочке. Оболочки играли роль проводников элизионных растворов и коллекторов галенита, вытеснявшегося при уплотнении рудоносного флишоида. Отложение продуктов диагенетической элизии [13] именно во внешней оболочке ядер хорошо объясняет отсутствие галенита и одновременно повышение содержания кальцита и кремнезема в центре существенно баритовых ядер. Химический состав центральной части отображает соотношение компонентов на гидротермально-осадочной стадии их образования. Состав свинцовоносной оболочки ядра был глубоко изменен при диагенетической регенерации.

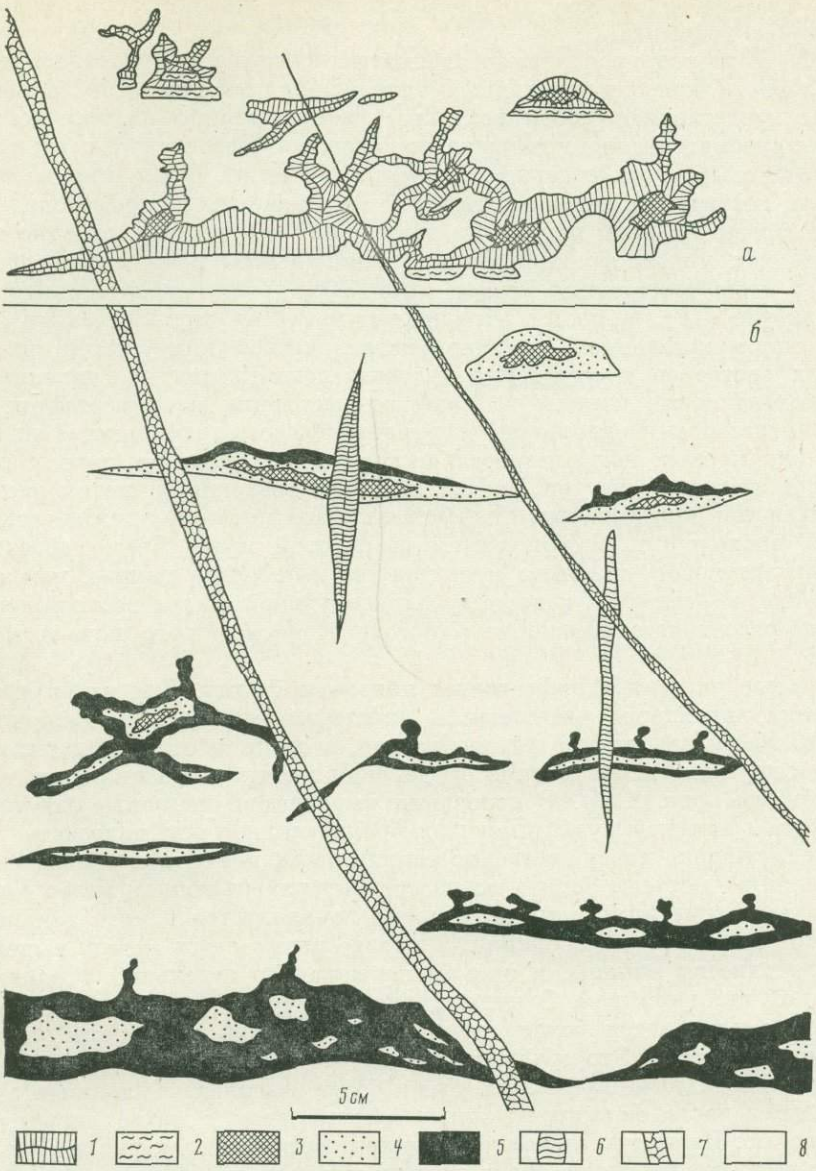
ИНКРУСТАЦИОННО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЙ РУДОГЕНЕЗ В РИФАХ

Рифовая постройка, вмещающая барит-свинцовое месторождение Ушкатын III, находится в береговой части палеобассейна в зоне фациальной смены углеродистого кремнисто-глинисто-карбонатного флишоида красноцветной песчано-терригенной толщей (фиг. 2). В стратиграфическом разрезе горизонты оруденения в рифах смещены кверху относительно горизонтов флишоида с гидротермально-осадочным полиметаллическим оруденением [1].

Литологическую основу рудоносной части рифов составляют красно-коричневые микритовые строматолиты. В сторону бассейна они замещаются шлейфом брекчий. В центре рифов имеются брекчии заполнения узких приливно-отливных каналов. Цемент брекчий состоит из пестроцветных терригенных песчаников и алевролитов. По химическому составу Ушкатынский риф в рудоносных и безрудных участках относится к чистым известнякам. Тем самым месторождение Ушкатын III представляет собой один из примеров богатого свинцового оруденения вне связи с доломитами или доломитизацией. Особенность вещественного состава руд заключается в том, что в них практически нет цинка как одного из главных компонентов гидротермально-осадочных руд района. Распространенной примесью является флюорит.

Месторождение в целом комбинируется из нескольких рядом расположенных тел, оконтуриваемых по кондиционным пробам. Тела имеют линзовую форму, но границы линз вследствие колебаний содержания свинца не совпадают строго со слоистостью в рифе.

Для установления относительного хронологического места и контроля оруденения средой выполнен петроструктурный анализ растворопроводящей способности рифа. Были выявлены три последовательно сменявшие друг друга стадии: 1) строматактисового пространства; 2) полостей дифференциального уплотнения; 3) трещин хрупкой деформации (см. фиг. 2). Морфологическое описание этих типов пространства содержится в работах автора [7] и Дж. Чилингара с соавторами [14]. Отмеченная последовательность определяется пересечением строматактис жильными выделениями второй и третьей стадий. Полости дифференциального уплотнения выполнены шестовато-волокнистыми агрегатами кальцита и, в свою очередь, пересекаются жильными агрегатами третьей стадии. Они формиру-



Фиг. 2. Строение строматолитового рифового известняка с фоновым (*а*) и рудным (*б*) инкрустационным и метасоматическим заполнением строматактисовых каналов

1 — синтаксиальный кальцит-спарит; *2* — внутренний микритовый известковый осадок; *3* — пойкилитовый кальцит и доломит; *4* — барит; *5* — галенит; *6* — жилы сигмоидального волокнистого агрегата кальцита; *7* — жилы неравномернозернистого кальцита; *8* — строматолитовый микрит с примесью органогенного детрита

ются в условиях неравномерно-пятнистого обезвоживания и литификации среды. Трещинные полости третьей стадии представлены зернистым спаритом и связаны с деформацией известняка при катагенезе и метаморфизме.

Из трех типов поровых систем рудным коллектором являются только строматактисовые каналы. В фоновом проявлении строматактисы выражены как комбинация плоскодонно-купольных пор, обычно локализованных в нижней части строматолитовых слоевых пластин (см. фиг. 1, *а*). Размер пор по высоте варьирует от первых миллиметров до нескольких сантиметров. В их развитии выделяется ранний период — растворения и поздний — осадочно-инкрустационный. Последний, в свою очередь, делится на стадию инверсии внутреннего осадка и синтаксиального кальцито-

вого спарита и стадию крупнозернистого и пойкилитового кальцита с примесью доломита.

Место растворпроводящего строматактисового пространства в последовательности консолидации рифа определяется следующими признаками. Поры представляют собой результат избирательного пятнистого растворения строматолитового микритового агрегата. Внутренний осадок в строматактисовых порах содержит раковинный детрит. Последний на порядок мельче детритовых частиц-включений во вмещающей строматолит-микритовой среде. По этим признакам внутренний осадок строматактис определяется как тонкая фракция осадка, проникающая в поры с поверхности. Ритмы типа внутренний осадок — синтаксиальный спарит, описанные в литературе [14], являются отражением инверсии принципиально различных типов заполнения — крупнокристаллической инкрустации из восходящих растворов и осаждения пелевого детрита при поступлении его в строматактисовые каналы из зоны седиментации на поверхности рифа.

В итоге время заполнения строматактисового пространства определяется как период, когда поровая система имела прямую связь с поверхностной растущей частью рифа. При этом восходящий поток растворов, вызывавший инкрустацию синтаксиальным спаритом, эпизодически сменялся нисходящим с осаждением детритовой мути. Время образования строматактисового порового пространства еще более раннее, чем его заполнение, и относится к периоду пульсирующей смены восходящего термально-рассольного элизионного потока и нисходящего потока морской воды.

Рудные участки в рифе имеют линзовую форму. Для их внутреннего строения характерна ритмичность, согласующаяся с грубой слоистостью рифов. Мощность ритмов разнообразная, в среднем от нескольких сантиметров до 1 м. Распределение оруденения в ритмах носит зональный характер (см. фиг. 2, *б*). В основании выделяется согласная пластообразная зона сплошной руды, имеющая брекчиевидное или полосчатое строение и состоящая из существенно галенитового цемента и обломковидных выделений — метасом барита по известняку или из тонких полос галенита и барита. Выше этой зоны оруденение локализуется в виде дендритовой системы согласных обособлений. В кровле ритма связь между выделениями проявляется меньше, и они имеют характер отдельных строматактис с рудной инкрустацией. В рудных участках рифа строматактисовое пространство отличается более крупными размерами и большим удельным объемом в породе. Это объясняется тем, что на путях рудных растворов интенсивность выщелачивания была более высокой. Сплошные рудные выделения часто формируют жилообразные тела с резко варьирующей мощностью. Вариация от полного выклинивания до раздувов в 0,5 и даже в 1 м происходит в интервале нескольких метров. Подчиненную роль в рифе играют круто секущие жильные формы выделения руд, служащие соединительными каналами между согласными телами.

В зонально построенных рудных ритмах (см. фиг. 1, *б*) элементарным рудным обособлением служит единичная строматактисовая плоскодонно-купольная полость с рудным заполнением. Структура рудных заполнений строматактис принципиально подобна структуре карбонатных агрегатов в фоновых заполнениях. Внешняя настенная кайма представлена галенитом, внутренняя полость — либо целиком баритом, либо следующей последовательностью: 1) барит, 2) пойкилитовый кальцит или доломит. Доломит-кальцитовое ядро является общим для рудных и фоновых строматактис и в обоих случаях венчает процесс инкрустации. Внешняя галенитовая кайма на границе с микритовым строматолитом характеризуется метасоматическими дендритовидными инъекциями. Другое проявление метасоматоза — замещение в крупных жилах обломков известняка баритовым и барит-флюоритовым агрегатами.

Сравнение строматактис с фоновым и рудным заполнением позволяет сформулировать следующие положения. Галенитовая кайма во всех без исключения случаях выступает как заменитель синтаксиального кальцита

и внутреннего осадка. Барит в ассоциации с кальцитом и редким доломитом занимает более внутреннюю зону. Соотношения могут видоизменяться, если заполнение строматактис происходит только баритом. В данном случае барит может ритмично чередоваться с синтаксиальным спаритом и в редких случаях даже с внутренним осадком. Строматактисы с таким типом инкрустации занимают окраинное положение в рудных ритмах в зонах перехода от них к вмещающему строматолиту со строматактисами фонового заполнения.

Морфологические и минералого-структурные особенности оруденения в строматактисовых поровых системах объясняются, исходя из изложенного выше представления об образовании строматактис при расширении порового пространства выщелачивающими элизионными растворами. При этом максимальное выщелачивание происходит на пути струй рудоносных растворов. Предположение о вариации состава и, следовательно, реакционной способности элизионных растворов подтверждается данными по гидрохимии рудоносных рассолов п-ова Челекен, где содержание свинца в рассолах многократно варьирует на площадях 4—8 км² [2].

Из-за высокой способности растворов к выщелачиванию карбоната в рудных строматактисах внутренний осадок или синтаксиальный кальцит отсутствует. Вместе с тем отчетливо фиксируется однотипный характер конечной стадии заполнения фоновых и рудных строматактис. В обоих случаях это выделение пойкилитового кальцита или доломита. Отсюда следует, что отложение оруденения прекратилось в рифовом известняке на стадии активного состояния самого раннего постседиментного порового пространства.

ОБЩИЕ УСЛОВИЯ ДИАГЕНЕТИЧЕСКОГО РЕГЕНЕРАЦИОННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

Одним из главных условий диагенетической регенерации оруденения является дифференциальная литификация среды. Участки ранней литификации представлены существенно баритовыми зонами гидротермально-осадочных рудных залежей и рифовыми постройками. Баритовые зоны играли роль жестких ядер при образовании складок уплотнения в рудоносном флишоиде. Активная пористость и связанная с ней растворпроводящая способность проявлялись во внешней части ядер вследствие деформации при диагенетическом уплотнении среды. Рудоносная пористость рифов — наследованная седиментная. Однако она многократно увеличивается при разгрузке через рифы диагенетических элизионных растворов.

Масштабность регенерационного рудообразования определяется концентрацией и объемом оруденения осадочной стадии, размерностью поровых систем — «ловушек» и длиной пути переноса. Примером благоприятного сочетания перечисленных факторов служат барит-свинцовые центральные зоны Жайремских рудных залежей, где главная роль в регенерационном оруденении принадлежит структурному контролю. Уплотнение рудоносных осадков, образование складок уплотнения относятся к преобразованиям структурного типа. Подчиненное влияние химического контроля иллюстрируется постоянством минеральных форм оруденения в гидротермально-осадочных и регенерированных телах. В обоих случаях это галенит и барит.

Рудоконтролирующие факторы, отмеченные выше, распространяются и на барит-свинцовое оруденение Ушкатынского рифа. Рудным коллектором здесь служит пористость седиментно-диагенетического типа. Время ее активного состояния совпадает с периодом диагенетического уплотнения флишоида открытой части бассейна. Из большого числа рифов обрамления Жаильминской мульды Ушкатынский риф является одним из немногих, если не единственным, с промышленным свинцовым оруденением, где источником регенерационных руд служит концентрированное гидротермально-осадочное оруденение. Ушкатынское и Жайремское рудные поля граничат друг с другом, и в них распространены полиметаллические месторождения гидротермально-осадочного типа.

В рудах Ушкатынского рифа практически отсутствует цинк, что, на первый взгляд, противоречит регенерационной модели, поскольку отношение Pb/Zn в гидротермально-осадочных рудах района обычно около 1 : 4. Избирательная концентрация свинцовых руд в рифах — признак многих крупных месторождений данного типа [8]. Для Ушкатына можно отметить две причины избирательности.

1. Сфалерит как единственный носитель цинка в первичных слоистых гидротермально-осадочных рудах образует однородные зернистые, в том числе и эпитаксические срастания с глинистыми минералами, карбонатом и кварцем. Такие структурные связи свидетельствуют о малой подвижности сфалерита в условиях диагенеза рудоносного флишоида. В частности, цинковая минерализация почти не выражена и в регенерационных барит-свинцовых рудах центральных зон Жайремских залежей.

2. Низкая интенсивность химических и структурных преобразований рудоносных отложений при диагенезе. Как отмечалось, литологической основой рифа является строматолитовый микрит. Около рудных жил даже в прямом контакте с рудными агрегатами отсутствует перекристаллизация или вещественное преобразование микрита. Флишоидная толща, вмещающая гидротермально-осадочное оруденение, также носит скрытозернистый характер. Ушкатынский рифовый комплекс и рудоносный флишоид Жайремского района по составу карбонатов относятся к чисто известковым образованиям. Таким образом, ни в строматолитовом микрите, ни в флишоиде в связи с рудообразованием не проявились химические или структурные изменения. Физико-химическая обстановка диагенеза рудоносной толщи обусловливала переход в элизионные растворы только наиболее подвижных минералов, в данном случае галенита и барита. Если сравнивать Ушкатынский рудный риф с аналогами в других районах, то следует выбрать рифовые комплексы Юго-Восточной Миссури с их низкой степенью доломитизации и одновременно высоким отношением Pb/Zn (около 4 : 1). Возможно, с повышением степени доломитизации среды это отношение смещается в сторону цинка, что и наблюдается для месторождений в глубоко доломитизированных рифах (Сардана, Пайн-Пойнт и др.).

Эндогенное полиметаллическое оруденение в глинисто-карбонатных и карбонатных средах проявляет тенденцию к регенерации в крупных масштабах. Эта тенденция объясняется спецификой литогенеза карбонатных толщ, прежде всего наличием в них на седиментной и раннедиагенетической стадиях литифицированных блоков с устойчивыми поровыми системами. К последним относятся рифовые постройки, выполняющие роль каналов разгрузки элизионных растворов и одновременно коллекторов оруденения. Карбонатные осадки отличаются высокой скоростью раскристаллизации и вследствие этого низкой сорбционной способностью. Осажденные рудные компоненты избирательно вытесняются при раскристаллизации и уплотнении пород и повторно концентрируются в устойчивом макропоровом пространстве стадии постседиментного растворения.

Материалы, изложенные в настоящей работе, позволяют считать гидротермально-осадочные месторождения источником промышленного регенерационного оруденения в карбонатных формациях. Такой характер соотношений объясняет локальность и высокую концентрацию оруденения, несмотря на широкую распространенность вакантных рудонакопительных обстановок.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Бузмаков Е. П., Щибрик В. И., Рожнов А. А.* и др. Стратиформные железо-марганцевые и полиметаллические месторождения Ушкатынского рудного поля (Центральный Казахстан).— Геология руд. месторождений, 1975, № 1, с. 32—46.
2. *Лебедев Л. М., Бугельский Ю. Ю.* О металлоносности высокоминерализованных термальных вод Челекена.— Геология руд. месторождений, 1967, № 3, с. 118—121.

3. *Лыткин В. А.* Особенности литологии и полиметаллического оруденения Жайремского рудного поля (Центральный Казахстан): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Алма-Ата: Ин-т геол. наук, 1972. 24 с.
4. *Митряева Н. М.* Минералогия барито-цинково-свинцовых руд месторождений Атасуйского района. Алма-Ата: Наука, 1979. 220 с.
5. *Рожнов А. А.* К вопросу о зональности барит-сульфидных рудных залежей Жайремского месторождения.— Геология руд. месторождений, 1977, № 2, с. 96—99.
6. *Скрипченко Н. С.* Классификация стратиформных свинцово-цинковых месторождений на литолого-фациальной основе.— Геология руд. месторождений, 1979, № 6, с. 3—16.
7. *Скрипченко Н. С.* Гидротермально-осадочные полиметаллические руды известково-сланцевых формаций. М.: Недра, 1980. 215 с.
8. *Скрипченко Н. С., Рожнов А. А., Лыткин В. А.* Зональность рудных залежей полиметаллических месторождений Жайремской группы (Центральный Казахстан).— Геология руд. месторождений, 1971, № 5, с. 3—11.
9. *Смирнов В. И.* Соотношение эндогенного и экзогенного рудообразования в субмаринных вулканогенных геосинклинальных комплексах.— В кн.: Проблема генезиса руд. М.: Недра, 1964, с. 111—117.
10. *Смирнов В. И.* Колчеданные месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968, с. 586—647.
11. *Смирнов В. И.* Фактор времени в образовании стратиформных рудных месторождений.— Геология руд. месторождений, 1970, № 6, с. 3—15.
12. *Смирнов В. И.* Согласные и секущие границы рудных тел стратиформных рудных месторождений.— В кн.: Минеральные месторождения. М.: Наука, 1976, с. 5—19.
13. *Холодов В. Н.* Новое в познании катагенеза.— Литология и полез. ископаемые, 1982, № 3, с. 3—22.
14. *Чилингар Дж. В., Биссел Х. Дж., Вольф К. Х.* Диагенез и катагенез карбонатных пород.— В кн.: Диагенез и катагенез осадочных образований. М.: Мир, 1971, с. 165—290.
15. *Щерба Г. Н., Митряева Н. М., Рожнов А. А.* К генезису месторождений Атасуйского типа.— В кн.: Геология и металлогения Успенской тектонической зоны (Центральный Казахстан). Алма-Ата: Наука, 1967, т. 3, с. 149—200.

УДК 553.3/.4:552.1

В. И. СТАРОСТИН

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУР РУДНЫХ ПОЛЕЙ

Рудоносные структуры являются неотделимой частью всей гаммы геологических структур, развитых в земной коре, и закономерности их образования, естественно, общие с последними. В современной геотектонике наблюдается два направления в изучении складок и разрывов — механическое и термодинамическое. Первое рассматривает наблюдаемые тектонические элементы как результат эволюции формы определенных геологических тел под воздействием внешних тектонических сил [3, 11]. Второе направление отводит значительную роль внутренним свойствам горных пород деформированных определенным способом в зависимости от их реологических характеристик и термодинамической обстановки [7]. При этом возрастает роль физико-химических процессов (физико-химическая геомеханика), которые способны в условиях низких значений тектонических напряжений формировать сложные складчатые формы [8]. Оба направления базируются на реальных процессах, контролирующих формирование геологических структур. В связи с этим их необходимо учитывать в равной степени. Подобный синтез геометрического и термодинамического подходов к анализу региональных и глобальных складчатых систем осуществлен в работах В. В. Белоусова [2], Е. И. Паталахи [7], В. В. Эза [15] и других геологов.

Любой механизм деформирования горных пород приводит к одновременному возникновению комплекса различных структурных элементов, объединяемых в своеобразный «структурный парагенезис». Под этим по-

нятием мы, вслед за Е. И. Паталахой [7], понимаем совокупность структур различных типов и масштабов, сформировавшихся в результате воздействия на породы и руды одного и того же тектонического режима, существовавшего в течение определенного временно́го интервала.

Наиболее полная систематика механизмов деформирования земной коры, базирующаяся на данных геометрического анализа складчатых и разрывных структур и результатах тектонофизического моделирования, была проведена М. В. Гзовским [3], который выделил семь ведущих типов: поперечное и продольное сжатие, горизонтальное сжатие при продольно-зональном удлинении, поперечное изгибание, горизонтальное растяжение и два механизма продольно-зонального сдвигания (горизонтальное и вертикальное).

Важное прикладное значение для понимания генезиса рудоносных структур имеет развиваемое Е. И. Паталахой [7] представление о том, что приразломное сдвиговое ламинарное течение является ведущим механизмом смятия толщ, а все разнообразие складчато-разрывных парагенезисов в природе вызвано действием четырех основных механизмов тектонического течения: 1) гидропластического нелитифицированных осадков, 2) изгибного слоистых горных пород, 3) динамометаморфического ламинарного (кливажного), 4) динамотермального (матаморфического). Эти механизмы определяют вертикальную структурную зональность. Если принять разделение условий деформирования в земной коре на три термодинамических уровня [7], то в обстановке наиболее низкотемпературного приповерхностного и поверхностного уровней (эпизона) проявляются первый и второй механизмы тектонического течения, на среднем уровне (мезозона) — третий и в условиях наиболее высокотемпературного глубинного уровня (катазона) — четвертый механизм.

Накопившийся обширный материал по геодинамическим условиям формирования и преобразования месторождений полезных ископаемых показывает, что независимо от термодинамического уровня деформирования и разнообразия геологических обстановок рудообразования можно выделить два класса режимов, создавших всю гамму рудоносных структур,— режимы сжатия и растяжения, каждый из которых, в свою очередь, состоит из типов и подтипов.

Геодинамические режимы растяжения характеризуются такими соотношениями нормальных и касательных напряжений (в пространстве и по абсолютным величинам), при которых процессы деформирования горных пород и руд приводят к увеличению их объема, возрастанию трещинного пространства и общему понижению уровня напряженного состояния деформируемых объектов. По механизмам деформирования этот класс режимов разделяется на два типа: поперечного изгибания (блоково-штамповые поднятия) и горизонтального растяжения (рифтогенные раздвиги).

Механизм поперечного изгибания действует при формировании разнообразных по конфигурации и размерам блоковых антиклинальных складок, горст-антиклиналей, брахикуполов и вулканических и интрузивных кольцевых структур. К ним относятся также термогравитационные структуры всплывания (диапиры, гранито-гнейсовые купола) и проявления гидравлической тектоники. Особенностями тектонического режима этого типа являются постоянная крутая ориентировка сжимающих усилий (минимальных главных нормальных напряжений) и горизонтальное положение растягивающих и промежуточных.

Механизм горизонтального растяжения в той или иной степени связан с механизмом поперечного изгибания. Здесь выделяется серия подтипов. Для крупномасштабных структур (рифтовые зоны, вулканические троги) горизонтальное растяжение на определенном участке земной коры может представлять фрагмент регионального или глобального вздутия (поднятия), при котором в сводовых частях подобных структур сверху вниз развиваются ступенчатые сбросы, а ограничивающие их разломы в случае достижения магматических очагов служили путями подъема магм,

инициировали вулканические процессы и контролировали распределение интрузивных комплексов. В более мелком масштабе этот механизм проявляется при образовании любой брахиформной структуры.

Несколько иным подтипом является механизм горизонтального растяжения той или иной линейной зоны, сопровождаемый горизонтальным продольным укорочением. Особенностями его являются горизонтальное положение растягивающих и сжимающих усилий и вертикальное — промежуточных, не приводящих, однако, к горизонтальным сдвиговым перемещениям. Подобная ситуация вызвана тем, что исследуемая грабенообразная структура формировалась на фоне сложного дифференцированно развивавшегося поднятия, различные блоки которого перемещались с разными скоростями. В этом случае происходило наложение (суммирование) двух палеотектонических полей напряжения, в которых направление растяжения одного из полей совпадало с направлением промежуточных усилий другого, но было обратным ему по знаку. В результате возникало новое поле напряжений, в котором сохранялось первичное положение растягивающих усилий, но происходила смена в ориентировке промежуточных и сжимающих усилий. Описанный режим имеет исключительно важное значение для образования месторождений различных генетических типов. Именно в сегментах вулканических трогов с подобными палеотектоническими условиями формировались колчеданно-полиметаллические месторождения Южного Урала [12].

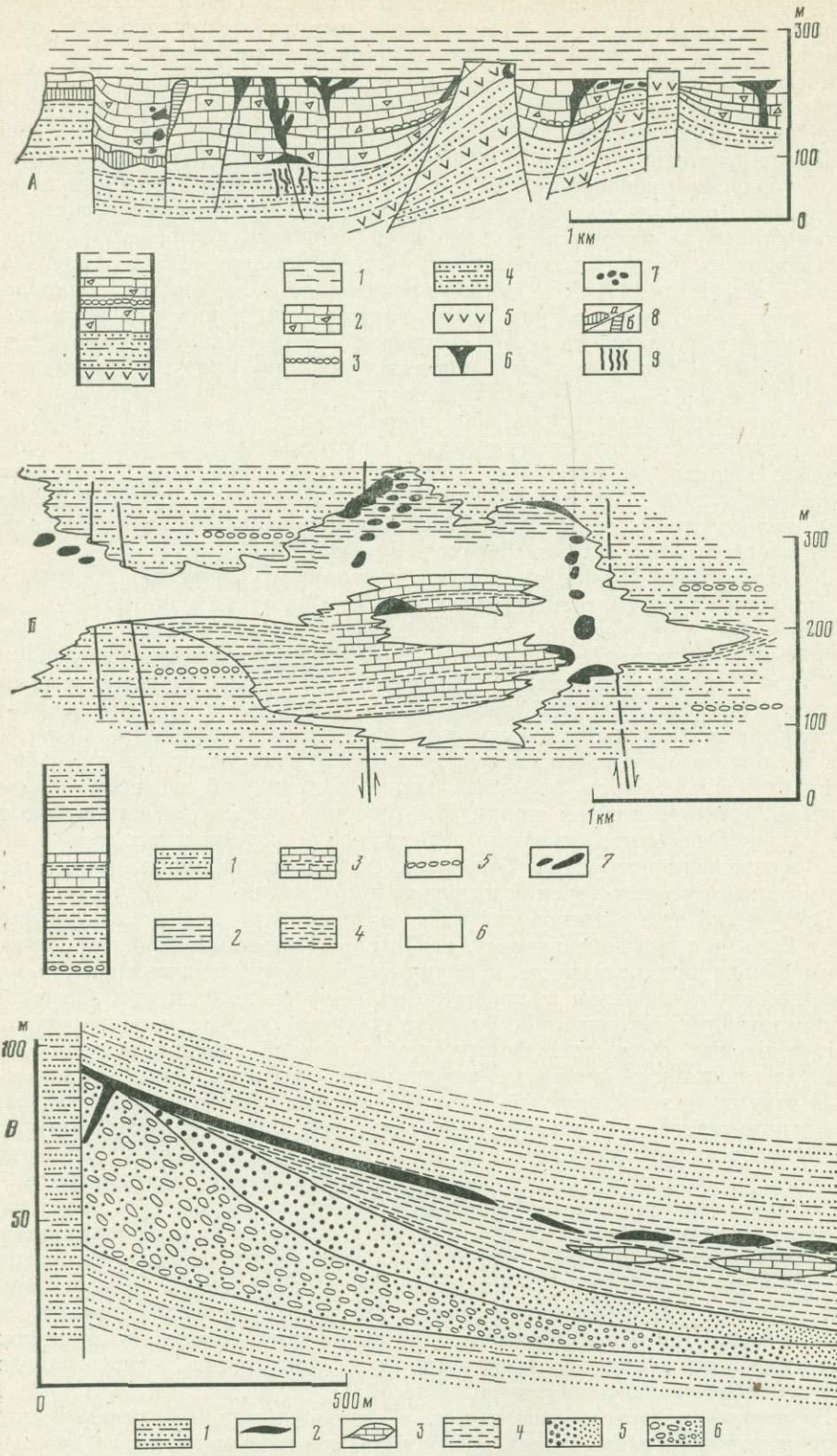
Геодинамические режимы сжатия приводят к закрытию трещинно-порового пространства горных пород и руд, общему их уплотнению. Они сопровождаются процессами синтектонической рекристаллизации, приводят к удалению поровых растворов и способствуют развитию более плотных минеральных парагенезов. Выделяется два типа режимов: общего сжатия и сдвигания, четкой границы между которыми провести нельзя.

Режимы общего сжатия включают механизмы поперечного, продольного и горизонтального сжатия и характеризуются относительно равномерным распределением деформирующих напряжений во всем объеме крупных участков горных пород. Им присущи локальные перемещения минерального вещества, развитие деформаций в значительных массах пород, образование структур будинажа, взбросов, надвигов, поддвигов, складок пластического течения и продольного сжатия.

Следующий тип режимов связан с деформациями сдвигания, которые могут быть как горизонтальными, так и вертикальными. Для них характерны тесная приуроченность к крупным разломам, исключительная неоднородность проявления в пространстве и во времени и контрастность деформирующих напряжений. Условия данного режима наиболее полно соответствовали обстановке формирования шовной складчатости как результата сдвигового дискретно-ламинарного течения линзовидной по своей структуре тектонической зоны [7]. Весьма эффективным средством выявления внутреннего строения сдвиговых зон служит выделение и картирование тектонофаций. Представление о них разработано Е. И. Паталахой и предполагает существование 10 типов фаций, объединенных в три группы по уровню деформаций — низшую, среднюю и высшую.

Формирование месторождений полезных ископаемых может протекать как в условиях какого-либо одного геодинамического режима, так и при их различных сочетаниях (последовательной смене одного режима другим). Важной особенностью палеотектонических режимов является их пульсационная природа. Повышение и понижение уровня механических напряжений активизирует гидротермальную циркуляцию и часто определяет стадийное развитие рудного процесса.

Различные сочетания локальных и региональных (геодинамических и структурно-петрофизических) условий, существовавших до, во время и после рудообразования, привели к формированию широкого спектра парагенезисов рудовмещающих структур, которые существенно отличаются для различных термодинамических зон земной коры (эпи-, мезо- и катазона). В конкретных геологоструктурных обстановках определенная сме-



Фиг. 1. Три основных типа взаимоотношений между палеогеографической обстановкой и Zn-(Pb)-минерализацией в ордовике Центральных Пиренеев [19]

А — система конседиментационных грабенов и горстов: *1* — силурийские карбонатные сланцы; *2—5* — ордовикские отложения (*2* — карбонатно-терригенные, *3* — пиллоу-лавы, *4* — кварциты,

на тектонических режимов, каждому из которых соответствовал индивидуальный структурный парагенезис, образует геодинамический цикл. Промышленные рудные концентрации могут возникнуть на любых этапах и стадиях цикла.

СТРУКТУРНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ ЭПИЗОНЫ

Эпизона охватывает приповерхностные участки земной коры, и в ее пределах в целом господствуют низкие (до 100° С) температуры и давления (десятки МПа). Образовавшиеся осадочным способом породы слабо метаморфизованы. Они часто прошли только стадии диагенетических преобразований. Кроме образований, возникших в данных условиях, *в эпизоне широко развиты породы первично-магматического, осадочного* или гидротермального происхождения, преобразованные в глубинных зонах земной коры и затем тектоническими процессами выведенные на поверхность. Они ведут себя обычно как жесткие образования, испытывающие преимущественно хрупкие деформации.

Не рассматривая сугубо экзогенные структуры, образованные под *влиянием только палеогеографических и палеоклиматических факторов*, кратко остановимся на рудовмещающих структурах, в формировании которых принимали участие как экзогенные, так и эндогенные процессы. К ним относятся приповерхностные трещинные структуры, конседиментационные депрессии, поднятия и разломы, континентальные осадочные бассейны артезианского типа, гидравлические брекчиевые зоны и купола.

Экзогенно-эндогенные трещинные системы широко распространены в эпизоне. Они разделяются на древние унаследованные и новообразованные, возникшие в результате тектонических процессов, совпадающих по времени деятельности с периодом экзогенного рудообразования. Особенностями их являются закономерное положение относительно денудационной поверхности, чаще всего перпендикулярное, утонение и выклинивание с глубиной и сопряженность жил, выполняющих данный тип трещин, с пластовыми осадочными рудными залежами. Примерами подобной сопряженности служат урановые жилы, сформировавшиеся в пермское время вблизи эрозионной поверхности на палеозойских гранитных массивах Франции. К данному типу относятся также флюорит-баритовые жильные месторождения района Шайак (Франция), медноколчеданное месторождение Блейда (Марокко) и многие другие [13]. Геодинамическим условием образования рудоносных трещинных структур в данной зоне является обстановка растяжения. В приведенных выше примерах она создавалась вертикальными блоковыми движениями.

Конседиментационные депрессии, поднятия и разломы образуют *единый структурный парагенезис. В пределах подобных депрессий часто развивается* система горстов и грабенов, ограниченных многочисленными синседиментационными разломами. В процессе диагенеза основная масса поровых растворов по разломам и трещинам выносится из пород и формирует низкотемпературную гидротермальную систему. Рудные тела образуются в трещинах, в кровле горстов, под экранами слабо проницаемых пород. Таким образом формировались многочисленные цинково-свинцовые месторождения в ордовике Центральных Пиренеев (фиг. 1) [18, 19].

Континентальные осадочные бассейны артезианского типа, сформировавшиеся на кристаллическом основании, имеют, как правило, неоднородное блоковое строение донной поверхности. Одни блоки приподняты, другие опущены. После заполнения бассейна осадками в нем возникает

5 — риолиты); *6* — рудные тела; *7* — вкрапленное оруденение; *8* — анкеритовые жилы (*а*), пластовые тела (*б*); *9* — кварцевый штокверк; *Б* — рифогенные структуры: *1* — кварциты; *2* — белые известняки; *3* — черные известняки, карбонатные туфы; *4* — силькреты и черные туфы; *5* — кварциты и конгломераты; *6* — массивные известняки; *7* — рудные тела; *В* — мелкие бассейны седиментации: *1* — кварцитовидные песчаники; *2* — пластовые цинковые *залежи; 3 — ленточные известняки; 4 — черные силькреты; 5 — песчаники, туффиты; 6* — конгломераты

автономная циркуляция подземных вод, которые фильтруются по поверхности кристаллических пород на более глубокие горизонты. Направление и скорость фильтрации определяются аномально высокими пластовыми давлениями поровых вод. Тангенциальные сжимающие силы, вызванные ими, в прогибах направлены от промежуточных зон к периферическим. Поровые давления, возникающие в придонной части бассейна, достаточны по величине, чтобы привести к гидроразрывам пластов и образованию брекчированных горизонтов в пластах малопрочных пород. Таким образом формировались слепые ветвящиеся разрывы без смещений.

Подобная модель была применена к стратиформному свинцово-цинковому месторождению Уошита (район Миссури, США), приуроченному к периферии верхнепалеозойского поднятия. Рудовмещающей является мощная (более 10 км) толща карбонатного флиша, образовавшегося в результате выполнения глубокого прогиба морскими осадками. Выдавливание поровых вод в процессе динамических воздействий приводило к уменьшению пористости в 10 раз. Освобождавшиеся растворы поднимались вдоль пластов проницаемых пород и изливались на поверхность на склонах поднятия. Рудная масса выпадала из раствора как в приповерхностной зоне, так и на поверхности. Разгрузка происходила вблизи крутопадающих сбросов, в приподнятых блоках. Предложенная модель объясняет многие особенности строения данного типа месторождений: многостадийность, сочетание секущих тел с пластовыми, приуроченность оруденения к склонам поднятий и др. [20].

Гидравлические купола и брекчиевые зоны приурочены к антиклинальным структурам и формировались одновременно с ростом самого поднятия или антиклинали. Образование гидравлических структур обусловлено прежде всего благоприятной тектонофизической обстановкой. В соответствии с данными моделирования устанавливается, что проницаемые зоны сколовых трещин образуются в центральной части поднятия. Возникающее при этом поле напряжений характеризуется максимальным сжатием в глубинных, центральных, частях штамповых складок и максимальным растяжением в пределах верхней куполообразной области отрывов. Подобное поле напряжений обладает анизотропией, которая служила движущей силой для перемещения жидкой фазы от областей сжатия к областям растяжения. Кроме того, если геологический разрез представлен толщей достаточно хрупких пород, перекрытых на уровне верхней кромки зоны отрывов экранирующими образованиями, то возникают благоприятные условия для формирования инъекционных жидких линз.

Примерами реализации в природе этих предпосылок могут служить брахикупольные структуры Риддер-Сокольного и Малеевского полиметаллических месторождений на Рудном Алтае [6, 14]. Рудные тела под куполами представляют собой отдельные жилы, сменяющиеся сначала рудным штокверком, а затем телами пластовой и неправильной форм, уже залегающими внутри кварц-баритовых куполов. Иногда выделяются мелкие рудные тела «кометообразной формы», установленные В. Н. Назаровым [6] на Макеевском месторождении. Головная часть «кометы» сложена барит-свинцовыми рудами и имеет четкий верхний контакт. Хвостовая часть представлена шлейфом барит-полиметаллических прожилков и вкрапленности. Она ориентирована перпендикулярно слоистости вмещающих пород и руд.

Таким образом, в условиях эпизоны основным способом переноса рудного вещества является циркуляция в разной степени минерализованных подземных вод. Этот процесс полностью координируется внешними динамическими факторами: перепадами гидростатического давления, силами тяжести, сейсмоакустическими, вибромиграционными и другими эффектами.

Термодинамические условия мезозоны характеризуются исключительным разнообразием и контрастностью. Особенно ярко это проявлено в мобильных участках земной коры — в зонах смятия. В целом в мезозоне господствуют низкие и средние температуры (100—140° С) и умеренные давления (до 100 МПа); формируются цеолитовая и зеленосланцевая фации метаморфизма; широко развиты складчато-разрывные структурные парагенезисы. Следует различать участки, расположенные в областях спокойной глыбово-блоковой складчатости и приуроченные к линейным зонам смятия. Первым присущи достаточно стабильные термодинамические условия, соответствующие средним параметрам мезозоны. В зонах же смятия эти параметры варьируют в широких пределах, формируя своеобразный структурный парагенезис — шовную складчатость [7].

Соотношения структур и оруденения в мезозоне имеют тесные геолого-генетические связи. Структурообразование зачастую инициирует миграцию и концентрацию в определенных участках минерального вещества. Здесь намечается несколько вариантов взаимосвязи: рудообразование происходит в уже образовавшихся структурах; тектонические процессы формируют и структуры, и рудные залежи в их пределах; рудообразование вызвано только динамическими эффектами без возникновения новых структурных парагенезисов.

Роль складчато-разрывных метаморфогенных структур в формировании рудных месторождений не ограничивается пассивным вместилищем постметаморфогенных гидротермальных, скарновых или пегматитовых месторождений. Появляется все больше данных о том, что геодинамические процессы, сопровождающие зеленосланцевый метаморфизм, являются одним из ведущих факторов ремобилизации непромышленного убогого оруденения в больших объемах пород и концентрации его в благоприятных по тектонофизическим условиям структурах. Эти процессы привели к образованию генетически разнообразных рудных месторождений — от стратиформных докембрийских до жильных гидротермальных различного возраста (от докембрия до неогена). Возникновение таких месторождений невозможно без тектонической переработки огромных масс горных пород. Развитие трещиноватости, кливажа, микрокатаклаза способствует освобождению компонентов из пород и минералов.

Сочетание полей напряжения, являющихся своеобразными катализаторами геохимических, гидротермально-метасоматических и других рудоконцентрирующих процессов, с геотермическими градиентами, существовавшими в земной коре, способствовало миграции элементов без циркуляции растворов. Их перемещения осуществлялись под воздействием термогравитационных и динамических эффектов. Скорость и масштабы процесса в значительной мере определялись структурой порового пространства и проницаемостью. Подобный генезис предполагается для промышленных серебро-свинцовых залежей месторождения Индурупилли (Австралия), где рудные компоненты выносились из палеозойских филлитов и вулканитов и концентрировались вблизи пересечения разломов, внутри штамповых складок и др. [13].

Месторождения полезных ископаемых, сформировавшиеся в иных термодинамических условиях, попадая в мезозону, испытывают метаморфогенные преобразования, характер и интенсивность которых определяются физико-механическими свойствами руд и вмещающих пород, а также размерами рудных залежей. В самом общем виде при наложении на стратиформные колчеданно-полиметаллические тела зеленосланцевой фации метаморфизма эти изменения выражаются в следующем: 1) образовании линзо-, лентообразных, в разной степени будинированных залежей; 2) развитии у контактов и на флангах залежей плоских линзообразных скоплений сульфидных агрегатов и расположении их удлинений согласно метаморфогенной линейности рудовмещающих пород; 3) дроблении пирита; 4) появлении полисинтетических деформационных и тер-

мальных двойников в сфалерите; 5) перекристаллизации и укрупнении сульфидных агрегатов; 6) развитии эвгедральных кристаллов пирита, кварца и карбонатов; 7) локальном брекчировании и кливажировании руд на контактах; 8) появлении в кварце рудовмещающих пород и руд деформационных ламеллей.

Все тектонические процессы, протекающие в зонах смятия, в той или иной степени контролируют концентрацию или рассеяние рудного вещества. Основные структурные элементы тектонического потока — разломы, складки пластического течения и кливаж — определяют направление и масштабы перемещения минеральных компонентов. Палеотектонический режим подобных зон обусловлен активными вертикальными перемещениями блоков пород по разломам в условиях горизонтальных либо наклонных, ориентированных перпендикулярно простиранию зон, сжимающих усилий. Контрастность деформационных процессов проявляется в поперечной структурной зональности — смене интенсивно деформированных полос менее деформированными и недеформированными; крайней неоднородности метаморфических проявлений, варьирующих от зеленосланцевой до амфиболитовой фации. На локальных участках вблизи крупных разломов в процессе развития зон смятия возникали высокие давления (до 500—600 МПа), которые способствовали образованию изоклинальной складчатости в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма.

Как правило, зоны смятия являются длительно и унаследованно развивавшимися структурами. Это выразилось в приуроченности их к геосинклинальным прогибам с развитыми вулканогенными комплексами, содержащими стратиформные залежи колчеданных и полиметаллических руд, и в последующей трансформации этих структур в линейные пояса и зоны гетерогенных проявлений метаморфизма пород и руд и коренных преобразований первичных экзогенных, вулканогенных, тектоногенных, магматогенных структур. Возникшие тектоно-метаморфогенные структуры формировались в течение нескольких складчатых и постскладчатых стадий. Первые протекали при повышенных, а вторые — при низких давлениях и температурах. В ранние складчатые стадии образовались изоклинальные и флексурные складки течения с линейными структурами, параллельными осям складок, и линзовидной расслоенностью. Образование этих складок сопровождалось перемещением и вращением первичного послойного диагенетического кливажа и возникновением новой сланцеватости, параллельной осевым плоскостям складок. Поздние складчатые стадии характеризовались образованием открытых пологих складок поперечного изгиба.

Особенностью систем ранних складок является их соосность, с направлением которой совпадает и линейность рудовмещающих пород и руд. Многочисленные нитевидные, сигарообразные и просто удлиненные рудные прожилки часто формируют ореол метаморфогенной минерализации около деформированных рудных тел. Синхронно с тектоническими преобразованиями складчатых стадий в локальных тектонически напряженных, глубинных зонах протекали палингенно-анатектические процессы, захватившие как вулканогенно-осадочные серии пород, так и заключенные в них рудные образования. Возникшие при этом расплавы внедрялись в более высокие, приповерхностные структуры по разломам, зонам кливажа, брекчирования и трещиноватости и формировали здесь дайки, штоки и силлы аплитовидных гранитов, диоритов и диабазов. В рудах, претерпевших селективное плавление, широко распространены шарообразные включения кварца, которые представляют собой реликты ранних кварцев. Под воздействием расплава первичные угловатые очертания кварцевых зерен сглажены и оплавлены. Наблюдаются все стадии превращения первичного кварцевого агрегата в округлое магматическое образование.

Формирование тектоно-метаморфических структур в зонах смятия обычно протекает при закономерной смене палеотектонических режимов — от горизонтального положения сжимающих и растягивающих усилий на ранних стадиях (механизмы продольного сжатия, сплющива-

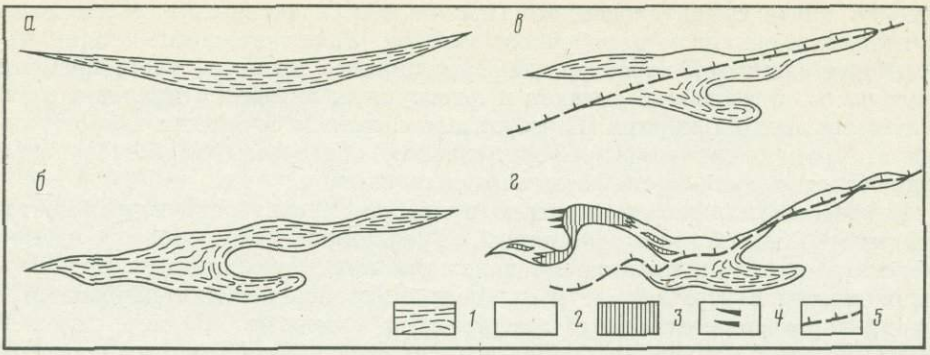
ния) до круто ориентированного сжатия и горизонтального растяжения на поздних (механизм поперечного изгиба). Заключительные стадии часто имеют сдвиговой характер. Деформационные процессы этого времени приводят к образованию складок и флексурных изгибов с наклонными и вертикальными шарнирами. В результате сложного сочетания в пространстве и времени режимов деформирования образуется пересекающаяся складчатость с анти- и синформными складками.

В качестве иллюстрации можно привести описание структуры месторождения Блек Анжел в Западной Гренландии [17]. Месторождение представлено двумя пластовыми залежами полиметаллических руд, расположенными в верхней части нижнепротерозойской серии карбонатных пород, переслаивающихся с графитовыми сланцами. Размер залежей 1000×600×(0,5—35) м. Руды образовались осадочно-хемогенным способом из минерализованных рассолов на дне зараженного сероводородом морского бассейна. Породы и руды испытали три фазы деформаций в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма (фиг. 2). В первую (D_1) слоистые руды были смяты в изоклинальные складки. Во вторую (D_2) формировались надвиги и ассоциирующие с ними массивные и порфирокластические рудные тектониты. В третью фазу (D_3) в результате блоковых движений фундамента образовались различные (от пологих открытых до сжатых и опрокинутых) складки, часто наложенные на более ранние, также складчатые структуры. По данным изучения равновесных известково-силикатных минеральных парагенезисов, все три фазы характеризовались температурами около 500° С и невысокими давлениями (150 МПа). В позднюю фазу произошла ремобилизация рудного вещества и дифференцированный перенос его в новые структуры. В рудах отмечается два типа преобразований: статический рост зерен под воздействием регионального термального метаморфизма и динамическая перекристаллизация при невысоких давлениях и низком темпе деформации. Эти условия наиболее полно выполнялись в первую фазу. Структуры и текстуры рудных тектонитов формировались процессами синтектонической перекристаллизации в условиях повышенных давлений и высоких темпов деформации. Текстурно-структурный облик ремобилизованных руд несет черты как пластических, так и хрупких деформаций. Постдеформационная закалка руд, вызванная высокими температурами, нашла отражение в размере зерен и редко в ориентировке минералов. Примерами могут служить также колчеданно-полиметаллические рудные поля в каледонидах Скандинавии (Скурувас, Йома, Стекеньокк и др.) и девонских толщах Иртышской зоны смятия (Березовско-Белоусовское) [5, 9, 13].

СТРУКТУРНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ КАТАЗОНЫ

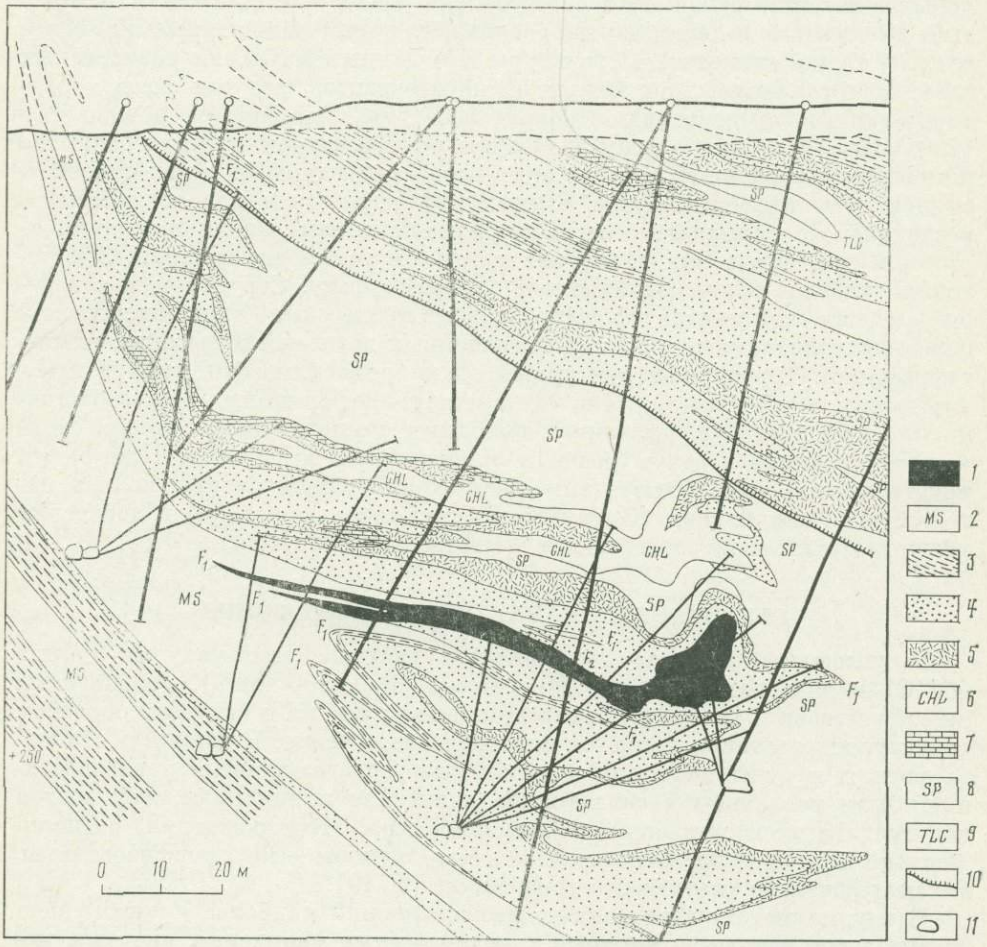
В условиях катазоны господствуют высокие температуры (свыше 400° С) и давления (больше 200, обычно 500—1500 МПа), развиваются амфиболитовая и гранулитовая фации метаморфизма и ведущим способом структурообразования является пластическое течение. В данной обстановке породы и руды испытали интенсивные деформационные преобразования, были вовлечены в селективное плавление и изменили свой состав под воздействием метаморфических процессов. Месторождения, расположенные в этой зоне, относятся к трем группам — метаморфизованные, метаморфические ультраметаморфические [1, 10].

В группе метаморфизованных месторождений наиболее яркими представителями являются крупные стратиформные скопления цветных металлов, широко распространенные в докембрийских терригенно-карбонатных и вулканогенно-осадочных сериях, метаморфизованных в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций (Брокен-Хилл, Оутокумпо и ряд других [16]; фиг. 3). В истории формирования структур рудных полей и месторождений здесь выделяются три основных этапа — ранний синседиментационный, метаморфогенный и постметаморфогенный. В ранний этап произошло образование первичных промышленных пластовых



Фиг. 2. Палеотектоническая реконструкция основной залежи месторождения Блек Анжел [17]

а — первичная форма и положение залежи; *б—г* — фазы деформаций соответственно первая, вторая и третья; *1—3* — руды: *1* — полосчатые, *2* — массивные, брекчированные, *3* — ремобилизованные; *4* — руды в трещинах; *5* — надвиг



Фиг. 3. Геологоструктурный разрез через рудное тело Вуонос [16]

1 — рудное тело; *2* — слюдистые сланцы; *3* — черные сланцы; *4* — кварциты; *5* — скарны; *6* — хлоритовые скарны; *7* — доломиты; *8* — серпентиниты; *9* — тальковые породы; *10* — надвиг; *11* — горные выработки; F_1, F_2 — шарниры складок первой и второй фаз деформации

или линзовидных рудных залежей. Этот процесс контролировался экзогенно-эндогенными и тектоно-вулканическими структурами и физико-географическими факторами.

В метаморфогенный этап происходила полистадийная перестройка рудоносных структур. В настоящее время уверенно удается реконструировать не более четырех стадий деформаций этого этапа. Чаще всего две или три стадии протекали в условиях прогрессивного ряда метаморфических фаций (амфиболитовой—гранулитовой), а остальные связаны с регрессивным рядом (гранулитовая—амфиболитовая—зеленосланцевая фации). В течение ранних стадий формировались изоклинальные складки сначала с вертикальными, а затем с наклонными осевыми плоскостями и параллельным им кливажем. В это время происходил максимальный метаморфизм руд. Палеотектонические поля напряжений характеризовались горизонтальной ориентировкой и сжимающих, и растягивающих усилий (действовал механизм продольного сжатия). В поздние стадии тектонический режим кардинально менялся. Теперь сжатие было вертикальным, а растяжение — горизонтальным (механизм поперечного изгиба). В этих условиях формировались широко развитые на рудных полях анти- и синформные складки. В заключительную стадию данного этапа иногда происходили сдвиговые деформации, приводящие к образованию эшелонированных, кулисных рядов дополнительных складок с вертикальными шарнирами.

Постметаморфогенный этап характеризовался главным образом блоковыми подвижками, обусловленными геодинамической обстановкой различных периодов тектонической активизации всей металлогенической области. Процессы динамометаморфизма привели к изменению пространственной позиции, форм и внутреннего строения рудных тел. Эти преобразования были неравномерными как для различных залежей, так и для отдельных частей одного и того же тела. Если залежь или ее часть в процессе складчатости оказалась в области шарнира формирующейся структуры, она увеличивается в мощности и удлиняется вдоль шарнира. На крыльях складок, наоборот, рудные тела утоняются и часто будинируются. В целом залежи в результате полистадийных разноплановых деформаций приобретают форму трехосного эллипсоида, длинная ось которого ориентирована параллельно шарнирам наиболее интенсивной системы изоклинальных складок, а плоскость *ab* совпадает с положением кливажа.

Ремобилизация и перенос рудного вещества осуществлялись тремя способами — пластическим течением, диффузией и гидротермальным раствором. Пластическое течение было ведущим способом миграции в течение ранних стадий деформаций. В это время рудное вещество мигрировало в замковые части складок и растекалось вдоль их шарниров. В заключительные стадии метаморфогенного этапа более действенными механизмами переноса минеральных компонентов были диффузия и фильтрация во флюидной фазе, в результате которых происходила существенная метаморфогенная дифференциация руд. Наиболее подвижными компонентами были медь, свинец, редкие и рассеянные элементы. Они активно выносились из зон сжатия в области растяжения, где формировали жильные и штокверковые ремобилизованные тела. В целом метаморфизм руд выразился в следующем.

1. Перекристаллизация сульфидов, кварца, кальцита и других минералов в средне-крупнозернистые агрегаты и развитие порфиробластовых структур.

2. Разделение комплексных руд на отдельные компоненты в соответствии с миграционной способностью; в этом отношении намечается следующий ряд: галенит—сульфосоли—пирротин—халькопирит—сфалерит—пирит от наиболее пластичного и мобильного галенита до хрупкого, прочного и инертного пирита; в результате подобной дифференциации происходило обогащение отдельных участков, а также эндо-, экзоконтактов и флангов залежей более мобильными компонентами руд.

3. Образование метаморфогенных структур и текстур, прежде всего полосчатости, линейности, складок течения.

4. Повсеместное развитие в рудах вторичных минералов, принадлежащих соответствующей фации метаморфизма.

5. Образование руд из метаморфических расплавов.

Метаморфические месторождения достаточно широко распространены в катазоне, однако выделение их всегда сопряжено с большими трудностями. Отделить рудные скопления, образовавшиеся в данной зоне, от существовавших ранее, но преобразованных при повышенных температурах и давлениях часто практически невозможно. В связи с этим существует обширная группа месторождений, генезис которых трактуется двояко. Одни исследователи, например, считают среднеуральские месторождения *метаморфизованными первично вулканогенно-осадочными*, а *другие* относят их к метаморфическим. Если спор вызывают залежи, локализованные в зеленосланцевых толщах, то что же говорить о рудных образованиях, находящихся в породах, испытавших более высокий метаморфизм амфиболитовой и гранулитовой фаций. Не преследуя цель разрешить существующие классификационные трудности, отметим только важную роль метаморфических процессов в преобразовании и миграции рудного вещества. *Они привели к существенному изменению первичного облика* ранее существовавших залежей и в ряде случаев из непромышленной вкрапленности сформировали рудные тела, представляющие экономический интерес.

Видимо, к наиболее точно установленным метаморфическим образованиям можно отнести некоторые железорудные месторождения в докембрии Украинского щита, а также часть пегматитовых тел в интенсивно метаморфизованных толщах. Рудоконцентрирующую роль в образовании залежей железных руд выполняли будинажные структуры. В условиях *поперечного сжатия*, *наложенного на слоистый комплекс пород*, *содержащий* непромышленное оруденение, происходил вынос кварцевого материала из межбудинных пережимов. В результате мощность деформированного пласта сократилась, а общая концентрация железа увеличилась. Таким образом возникли залежи богатых руд, которые часто имеют форму столбов, реже пластов и линз, ориентированных перпендикулярно шарнирам крупных складок (например, Саксаганской синклинали Кривого Рога). Подобным способом формировались не только отдельные залежи, но и целые месторождения, представляющие собой в этом случае *крупные межбудинные пережимы*, *а разделяющие месторождения безрудные* пространства — собственно будины [1].

Рудоконтролирующая роль глубинных разломов в катазоне заключается в приуроченности к ним высокотемпературных калиевых и калиево-натриевых метасоматитов с бериллиевым, ниобиевым, танталовым оруденением, некоторых редкометальных пегматитов, а также магнезиально-скарновых месторождений магнетита и флогопита, мусковитовых и керамических пегматитов. Крупные рудоносные разломы в образованиях амфиболитовой фации характеризуются длительным унаследованным полигенным и полихронным развитием. В. И. Казанский [4] выделяет пять глубинных уровней дислокационного метаморфизма. Первые три — приповерхностные — представлены разрывными структурными парагенезисами (брекчированием, трещиноватостью, разрывами с глинкой трения, зонами эпидот-хлоритовых милонитов и катаклазитов). Четвертый и пятый уровни соответствуют наиболее глубинным частям разломов и представлены биотит-амфиболовыми бластомилонитами и бластокатаклазитами, *инъекционными мигматитами*, *будинажными структурами и внутриразломными* складками течения. В наиболее значительных разломах устанавливается наложение структурных элементов верхних уровней на более глубинный (регрессивный дислокационный метаморфизм), однако встречается и обратная последовательность (прогрессивный метаморфизм).

Структурные парагенезисы катазоны включают широкий набор морфо-

логических типов складок (цилиндрических, конических, веерных и др.) размером от нескольких миллиметров до первых километров. В течение различных тектоно-метаморфических этапов возникали отличающиеся одна от другой складчатые системы (куполовидные, линейные, пологоволнистые, изоклинальные, дисгармоничные и др.), последовательное наложение которых привело к образованию пересекающейся складчатости. В сочетании со складками постоянно присутствуют разрывные нарушения и будинаж. Разломы представлены либо тонкими зонами милонитизации, либо разрывами, выполненными жильными минералами, по составу соответствующими метаморфическим ассоциациям, развитым в окружающих породах.

ВЫВОДЫ

1. При изучении рудоносных структур используются понятия «структурный парагенезис», «механизмы деформирования и тектонического течения» и «геодинамические режимы». Различные сочетания локальных и региональных геодинамических и структурно-петрофизических условий и как следствие механизмов деформирования, существовавших до, во время и после рудообразования, привели к формированию широкого спектра парагенезисов рудовмещающих структур, которые существенно отличаются для различных термодинамических зон. В конкретных геолого-структурных обстановках определенная смена тектонических режимов, каждому из которых соответствует индивидуальный структурный парагенезис, образует геодинамический цикл. Промышленные концентрации руд возникают на любых этапах и стадиях цикла.

2. В условиях эпизоны, для которой характерны низкие температуры и давления и слабый региональный метаморфизм, ведущими рудолокализующими структурами являются приповерхностные трещинные системы, конседиментационные депрессии, поднятия и разломы, континентальные осадочные бассейны артезианского типа, гидравлические брекчиевые зоны и купола. Основным способом переноса рудного вещества была циркуляция в разной степени минерализованных подземных вод. Этот процесс полностью координировался внешними динамическими факторами: перепадами гидростатического давления, силами тяжести, сейсмоакустическими, вибромиграционными и другими эффектами.

3. В мезозоне отмечается исключительная контрастность термодинамических параметров. В среднем здесь господствуют низкие и средние температуры и умеренные давления, формируются цеолитовая и зеленосланцевая фации метаморфизма и широко развиты складчато-разрывные структурные парагенезисы. Различаются рудные объекты, расположенные в областях спокойной глыбовой складчатости и приуроченные к линейным зонам смятия. Рудообразование тесно взаимосвязано с развитием складчатости, характеризуется длительностью и многостадийностью и завершается после затухания тектоно-магматических процессов. Формирование тектоно-метаморфических структур в зонах смятия обычно протекает при закономерной смене палеотектонических режимов от горизонтального и наклонного положения сжимающих и растягивающих усилий на ранних стадиях (механизмы продольного сжатия, сплющивания) до круто ориентированного сжатия и горизонтального растяжения на поздних (механизм поперечного изгиба). Заключительные стадии часто имеют сдвиговый характер, что приводит к образованию складок и флексурных изгибов с наклонными и вертикальными шарнирами. В результате сложного сочетания в пространстве и во времени режимов деформирования образуется пересекающаяся складчатость с анти- и синформными складками.

4. В катазоне господствуют высокие температуры и давления, развиваются амфиболитовая и гранулитовая фации метаморфизма и формируются в широких масштабах складки пластического течения. Ремобилизация и перенос рудного вещества осуществляются тремя способами — пластическим течением, диффузией и гидротермальным раствором.

Структурные парагенезисы катазоны включают широкий набор морфологических типов складок (цилиндрических, конических, веерных и т. д.) размером от нескольких миллиметров до первых километров. Характер геодинамических режимов и их последовательная смена в условиях описываемого термодинамического уровня весьма близки к наблюдаемым в зонах смятия мезозоны.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Белевцев Я. Н.* Метаморфогенное рудообразование. М.: Недра, 1979. 275 с.
2. *Белоусов В. В.* Эндогенные режимы материков. М.: Недра, 1978. 231 с.
3. *Гзовский М. В.* Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
4. *Казанский В. И.* Эволюция тектонических структур и эндогенное оруденение древних щитов.— В кн.: Эндогенное оруденение древних щитов. М.: Наука, 1978, с. 7—31.
5. *Лычаков В. А.* История формирования Белоусовского колчеданно-полиметаллического месторождения на Рудном Алтае.— Геология руд. месторождений, 1980, № 6, с. 60—71.
6. *Назаров В. Н., Гаврилец В. Н.* Структурные условия локализации колчеданно-полиметаллических руд Зыряновского месторождения (Рудный Алтай).— Геология руд. месторождений, 1982, № 2, с. 91—96.
7. *Паталаха Е. И.* Генетические основы морфологической тектоники. Алма-Ата: Наука, 1981. 180 с.
8. *Перцев Н. В., Коган Б. С.* Физико-химическая геомеханика.— В кн.: Физико-химическая лиофильность дисперсных систем. Киев: Наук. думка, 1981, вып. 13, с. 53—65.
9. *Самсонов А. Я.* Особенности структуры и история формирования Иртышского колчеданно-полиметаллического месторождения.— Геология руд. месторождений, 1982, № 6, с. 85—92.
10. *Смирнов В. И.* Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1982. 688 с.
11. *Спенсер Э. У.* Введение в структурную геологию. Л.: Недра, 1981. 366 с.
12. *Старостин В. И.* Структурно-петрофизический анализ эндогенных рудных полей. М.: Недра, 1979. 240 с.
13. *Старостин В. И., Макеева И. Т.* Геологические структуры рудных полей и методы их изучения. Т. 10. М.: ВИНИТИ, 1980. 150 с.
14. *Старостин В. И., Иванчук П. П., Сандомирский С. А.* Роль гидравлической тектоники в формировании рудоносных купольных структур.— Докл. АН СССР, 1979, 245, № 4, с. 695—698.
15. *Эз В. В.* Структурная геология метаморфических комплексов. М.: Недра, 1978. 200 с.
16. *Koistinen T. J.* Structural evolution of an early proterozoic strata-bound Cu-Co-Zn deposit, Outokumpu, Finland.— Trans. Roy. Soc. Edinburgh. Earth Sci., 1981, 72, p. 115—158.
17. *Pedersen F. D.* Polyphase deformation of the massive sulphide ore of the Black Angel mine, Central West Greenland.— Miner. deposita, 1981, 16, p. 157—176.
18. *Pelissonier H.* Relations hydrodynamiques entre socles et bassins sedimentaires. Implications mètallogèniques.— C. r. Acad. sci. D, 1978, 287, N 5, p. 443—445.
19. *Pouit G.* Differents modèles de mineralisations «hydrothermale sedimentaire» a Zn (Pb) du palèozoique des Pyrènèes Centrales.— Miner. deposita, 1978, 13, N 13, p. 411—421.
20. *Sharp J. M.* Energy and momentum transport model of the Ouachita basin and its possible impact on formation of economic mineral deposits.— Econ. Geol., 1978, 73, N 6, p. 1057—1068.

УДК 553.3/.4(235.212+23+241)

С. ЯНКОВИЧ

ЕВРАЗИЙСКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС ТЕТИСА: АЛЬПИЙСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ СЕКТОРА КАРАКОРУМ—ЮЖНЫЙ ПАМИР—ГИНДУКУШ И ПРИЛЕГАЮЩИХ РАЙОНОВ

Система Каракорум—Памир—Гиндукуш включает высочайшие горные цепи мира. Этот регион отличается не только большими высотами, удаленностью, труднодоступностью и крупными ледниками, но также очень интересным и сложным геологическим строением. Сложный рельеф районов, примыкающих к Памиру и Гималаям, долгое время препятствовал всестороннему изучению этих горных систем. В настоящее время имеется лишь несколько региональных геотектонических описаний этой области. Отдельные ее районы еще недавно оставались «белыми пятнами» даже на региональных геологических картах, таких как карта Северного Пакистана масштаба 1:2 000 000.

Металлогения системы Каракорум—Южный Памир—Восточный Гиндукуш в целом изучена плохо. Некоторые ее части, например Северный Пакистан, представляют собой практически «terra incognita» в отношении рудных месторождений. Однако недавние открытия крупных рудных залежей на северо-востоке Афганистана и на юге Памира свидетельствуют о том, что эти районы могут обладать промышленными запасами некоторых элементов и руд.

Особенности металлогении этого региона рассмотрены для мезозоя и кайнозоя. Они обусловлены сложностью эволюции как в пространстве, так и во времени. Геотектоническая эволюция региона происходила в условиях раскрытия и закрытия восточной ветви Тетиса. Интерпретация этой эволюции различна в зависимости от того, на каких концепциях она основывается — континентального дрейфа и тектоники плит или геосинклинальной схемы развития. Мы придерживаемся мнения, что концепция тектоники плит лучше объясняет взаимосвязь между геотектонической эволюцией, включая развитие магматических комплексов, и рудной минерализацией. Принятый нами подход не исключает других возможных вариантов интерпретации.

Вследствие недостаточности данных наш обзор металлогенических особенностей региона Каракорум—Южный Памир—Гиндукуш носит лишь предварительный характер.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКИ

Рассматриваемый регион является частью глобальных геотектонических и металлогенических структур, основные характеристики которых кратко изложены ниже.

Геотектоническая эволюция области, заключенной между Евразийской, Афро-Арабской и Индо-Пакистанской плитами

Геотектоническое развитие зоны Каракорум—Южный Памир—Гиндукуш тесно связано с геотектонической эволюцией в палеозое области, ограниченной Евразийской плитой на севере и Афро-Арабской и Индо-Пакистанской плитами на юге.

Область между Евразийской и Индо-Пакистанской плитами (названная Дж. Штоклиным Центральной областью) представляет собой скопле-

ние блоков окраинных частей Гондваны, построенных по типу континентальной коры, и вулканогенных образований, напоминающих структуры островных дуг. В палеозое они были связаны с материком Гондваны, а Евразийский материк и отдельные блоки Гондваны разделялись палеоокеаном Тетис. Геотектоническая эволюция этой области в общих чертах тесно связана с историей Неотетиса — его раскрытием, развитием, островными дугами и микроплитами, закрытием, срастанием микроплит с Евразийской плитой, субдукцией океанической коры, а также со столкновениями континентов между собой и континентов с островными дугами, поддвигом отдельных участков континентальной коры и как следствие значительным утолщением континентальной коры в исследуемом регионе. Изучением Тетиса и окружающих его континентальных окраин занимались многие исследователи и организации [2, 7, 10, 12, 13 и др.].

Начиная с позднего докембрия и до позднего палеозоя юго-восточная часть Турции, Иран, Центральный Афганистан и Аравийский полуостров составляли одно целое с материком Гондваны и отделялись от Евразийской плиты герцинским палеоокеаном — Тетисом. Эта сравнительно стабильная Афро-Арабская континентальная платформа в палеозое характеризовалась спокойным тектоническим развитием без крупных проявлений магматизма и была покрыта континентальным осадочным чехлом. Тектоническая активизация началась в позднепермско-триасовое время рифтообразованием вдоль Главного разлома Загрос и спредингом континентальной плиты вдоль зоны Загрос-Оман, что привело к отделению Ирано-Афганистанской микроплиты (или микроплит) от Аравийского полуострова и раскрытию нового океана — Неотетиса [20]. С. С. Карапетов с соавторами [2] высказали предположение, что весь Памирский блок, построенный по типу континентальной коры, в палеозое, будучи континентальной окраиной Гондваны, составлял с ней одно целое и только в мезозое раздробился и отделился от Гондваны.

Закрытие палеоокеана Тетис, обусловленное перемещением в северном направлении микроконтинента (или микроконтинентов) Центральный Иран—Центральный Афганистан—Памир Нуристана, привело к его (их) сращиванию с Евразийской плитой вдоль шовной зоны океанического типа. В отдельные периоды, предшествовавшие среднетриасовой фазе орогении, на севере происходило внедрение офиолитов, скорее всего, при столкновении континентальных блоков дробления с Евразийской плитой. В рамках этой схемы Евразия в период среднего и позднего триаса увеличивала свою площадь за счет последовательного приращения кратонных блоков (микроконтинентов), которые приближались к ней с юга, пересекая Тетис.

В среднем и позднем триасе характер седиментационной и геотектонической эволюции по обе стороны от Неотетиса был принципиально различным: Арабская плита постепенно опускалась, что сопровождалось равномерным морским осадконакоплением, а на севере, на территории Ирана—Центрального Афганистана—Южного Памира обстановка осадконакопления характеризовалась менее стабильными геотектоническими условиями и быстрой сменой фаций.

С исчезновением палеоокеана Тетис началась субдукция плиты, служившей ложем Неотетиса, под Евразийскую плиту; ложе Неотетиса было полностью переработано субдукцией, по-видимому, во время позднего мела — раннего палеоцена. Окончательное закрытие восточной части Неотетиса произошло в палеогене, когда Евразийская и Индийская плиты столкнулись вдоль шовной зоны Инд-Цангпо. Время начала соприкосновения Индо-Пакистанского континента с Евразией точно не установлено; палеоцен, эоцен, олигоцен — каждый из этих периодов предлагался как время закрытия океана Тетис. Свидетельства о существовании подобного океана сохранились в «осевых поясах офиолитов» Дж. Штоклина; флишевые отложения несогласно перекрывают толщу офиолитового меланжа.

После столкновения скорость спрединга в Индийском океане заметно

понизилась. Она вновь возросла в олигоцене, что вызвало деформацию северной окраины Индийской плиты. Произошло тектоническое самоналожение окраины (удвоение ее толщины) и ее поддвиг под Евразию, который привел к утолщению коры и поднятию Гималаев. Сейсмическое зондирование вдоль профиля, пересекающего Тянь-Шань, Памир, Каракорум, Гималаи, показало, что мощность земной коры возрастает от 50—55 км на севере в Ферганской впадине (Тянь-Шань) до 70—75 км на юге близ оз. Каракуль. Она варьирует в пределах 60—65 км в Центральном и Южном Памире, Каракоруме и Внутренних Гималаях, и самая меньшая ее величина (35—37 км) — на юге под внешним краем передового прогиба Гималаев [6]. Кровля слоя астеносферы зарегистрирована на глубине около 120 км, его подошва — на глубине 200 км в северных и южных областях и 300 км в центральной части (Южный Памир, Каракорум). Более значительную мощность земной коры по сравнению с глубиной очагов гранитоидной магмы можно объяснить надвиганием больших масс верхних слоев коры одной континентальной плиты на другую при их столкновении, т. е. при столкновении Евразии и Индии.

Согласно идеям Дж. Штоклина [20] и концепциям расширения дна океанов и субдукции, остатки Неотетиса представлены узкими офиолитовыми поясами («рубцами»), которые, как полагают, являются остатками древней океанической коры: они определяют швы, вдоль которых происходило срастание древних континентов или континентальных блоков, т. е. древние континентальные окраины.

Если эти гипотезы справедливы[1], в рассматриваемом регионе можно выделить несколько древних континентальных окраин: разлом Шаман — активная в настоящее время граница Индо-Пакистанской плиты; межзональные разломы Альборз—Герат—Гиндукуш—Ванч—Акбайтал маркируют северную границу «Центральной области» Дж. Штоклина, т. е. границу между герцинским и альпийским орогенными поясами; разлом Южный Памир—Каракорум маркирует восточную границу «Центральной области» Дж. Штоклина; зона Кохистан—Ладакх определяет островную дугу, являющуюся швом между Индо-Пакистанской и Евразийской плитами.

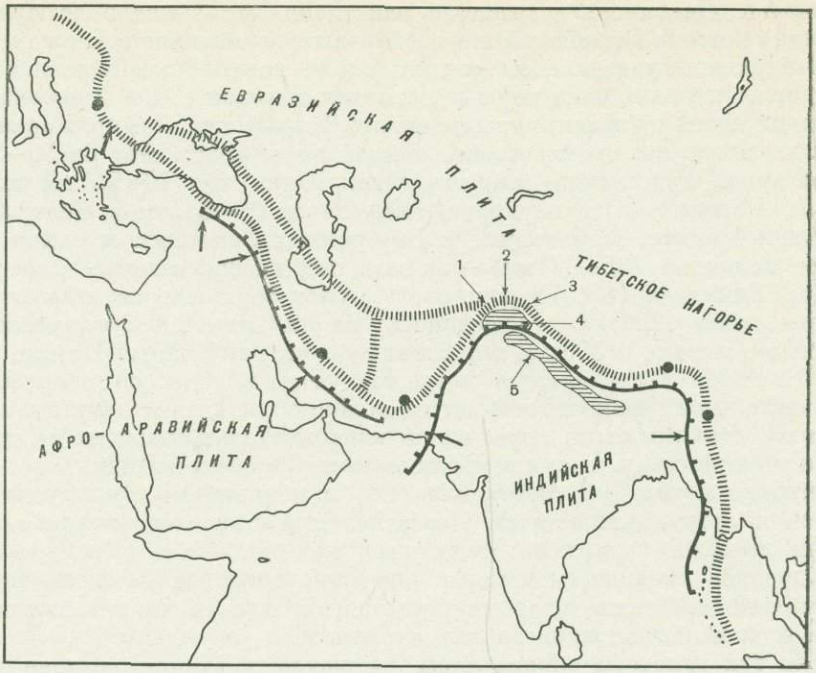
Особенности Тетис-Евразийского металлогенического пояса

Металлогеническая зона Каракорум—Южный Памир—Гиндукуш является сектором планетарного Тетис-Евразийского металлогенического пояса [15], и некоторые ее характерные особенности отличают ее от других секторов.

Тетис-Евразийский металлогенический пояс формировался вдоль южной окраины Евразийской плиты в тесной связи с эволюцией Тетиса. Он ограничен Афро-Аравийской и Индо-Пакистанской плитами на юге и Евразийской плитой на севере (фиг. 1). По своим размерам этот металлогенический пояс относится к планетарным (его протяженность около 10 тыс. км) и сравним с Тихоокеанским металлогеническим поясом.

Этот пояс имеет большое экономическое значение главным образом благодаря предполагаемым рудным запасам, не считая уже разведанных запасов меди (колчеданные месторождения и месторождения порфирового типа), свинца, цинка, бария, фтора (низкотемпературные месторождения с вмещающими карбонатными породами, расположенные вдоль континентальных окраин в Иране, Афганистане и Пакистане), а также олова,

[1] Р. Стонли и А. Кроуфорд высказали сомнения в обоснованности интерпретации офиолитов как остатков древней океанической коры. Иранские офиолиты трактовались как узкие внутрикратонные рифты типа Красного моря. А. Кроуфорд считает линейную шовную структуру Верхнего Инда глубинным внутриматериковым разломом, простирающимся до мантии. Однако на существование субдукции Индийской плиты вдоль Шовной линейной зоны указывает присутствие глаукофановых сланцев.



Фиг. 1. Тетис-Евразийский металлогенический пояс (заштрихованная полоса)

1 — Гиндукуш; 2 — Южный Памир; 3 — Каракорум; 4 — островная дуга Кохистан; 5 — Гималайская металлогеническая зона; залитые кружки — медно-порфировые месторождения

вольфрама, молибдена и лития. Эндогенные рудные месторождения генетически связаны с вулканогенно-осадочными и плутоническими комплексами изверженных пород, образовавшихся из известково-щелочных магм, которые обязаны своим происхождением плавлению субдуктирующих океанических блоков (энсиматическое происхождение) и (или) формированию гранитоидов в нижних слоях континентальной коры (энсиалическое происхождение). Эндогенные рудные месторождения вулканогенного и вулканогенно-осадочного типов в локальном масштабе генетически связаны с толеитовыми породами островных дуг.

Геотектонические обстановки вдоль Тетис-Евразийского металлогенического пояса отличаются крайней сложностью: на отдельных его участках субдукция океанической коры под континентальную сменяется обстановкой столкновения двух континентов и далее — формированием островной дуги сложного строения и субдукцией микроплит. Поэтому в эволюцию Тетис-Евразийского металлогенического пояса вовлечены деструктивные окраины плит нескольких типов.

ГЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ

Зоны Каракорум — Южный Памир — Гиндукуш

Рассматриваемая в данной работе зона Восточный Гиндукуш—Южный Памир—Каракорум (Западные Гималаи) ограничена Евразийской плитой на севере (Тянь-Шань и Северный Памир) и Индо-Пакистанской плитой на юге. Западной границей зоны служит разлом Гиндукуш, который отделяет Альпийский складчатый пояс от эпигерцинской платформы; его продолжением в направлении восток-северо-восток является межзональный разлом Ванч—Акбайтал; восточная граница зоны определяется крупным разломом Памир—Каракорум с правосторонним смещением по простиранию в направлении с северо-запада на юго-восток, который отделяет Памир и Каракорум от гор Куэнь-Лунь и нагорья Тибет [19]; на юге рассматриваемая зона граничит с шовной зоной Инд-Цангпо (фиг. 2).

Южный Памир. Особенности седиментационной и геотектонической эволюции Южного Памира и Северного Каракорума имеют много общего. Обе области прошли стадию субплатформенного развития в период от раннего и среднего палеозоя до позднего триаса. Важный перерыв в эволюционном развитии произошел в раннем рэте — позднем триасе, когда Центральная область отделилась от основного континента на юге, раздробилась на ряд блоков и перестала существовать в виде платформы.

Рифтовые структуры позднего триаса — юры встречаются главным образом в Юго-Восточном Памире. Впадины заполнены обломочно-карбонатными породами, местами переслаивающимися с вулканитами основного состава. Вдоль северной окраины Северного Памира образовались отдельные гранитные комплексы юрского возраста (батолит Джизер, сложенный порфировыми гранитами, двуслюдяными гранитами и гранодиоритами; в двуслюдяных гранитах широко распространены грейзены). Ассоциирующие пегматиты содержат в значительных концентрациях Ta, Nb; в локальных масштабах встречаются шеелитоносные скарны.

Крупные тектонические движения новокиммерийской фазы возникали в позднеюрско-раннемеловое время. Раннемеловая вулканическая активность была развита главным образом в Юго-Восточном Памире (вулканогенно-осадочные комплексы, прорванные монцонитовыми и гранодиоритовыми интрузиями: вулканогенно-плутонический комплекс Кызыл-Рабат и гранитоиды Алычур [3]).

Вулканогенно-осадочные и плутонические комплексы позднего мела — раннего палеогена часто встречаются в Южном Памире. В таблице указаны наиболее крупные комплексы и связанные с ними ассоциации металлов.

Магматическая деятельность в палеогене приурочена к окраинным зонам Центрального Памира, контролируемым глубинными разломами. Интрузии являются обычно многофазовыми, очаги материнских магм находятся в континентальной коре.

Взаимосвязь между региональными структурами (поперечные и диагональные межзональные разломы и кольцевые структуры) и отдельными интрузивными комплексами, а также рудная минерализация изучались Р. Б. Баратовым и др. [1], которые различают среди кольцевых структур сводовые поднятия и впадины (кальдеры).

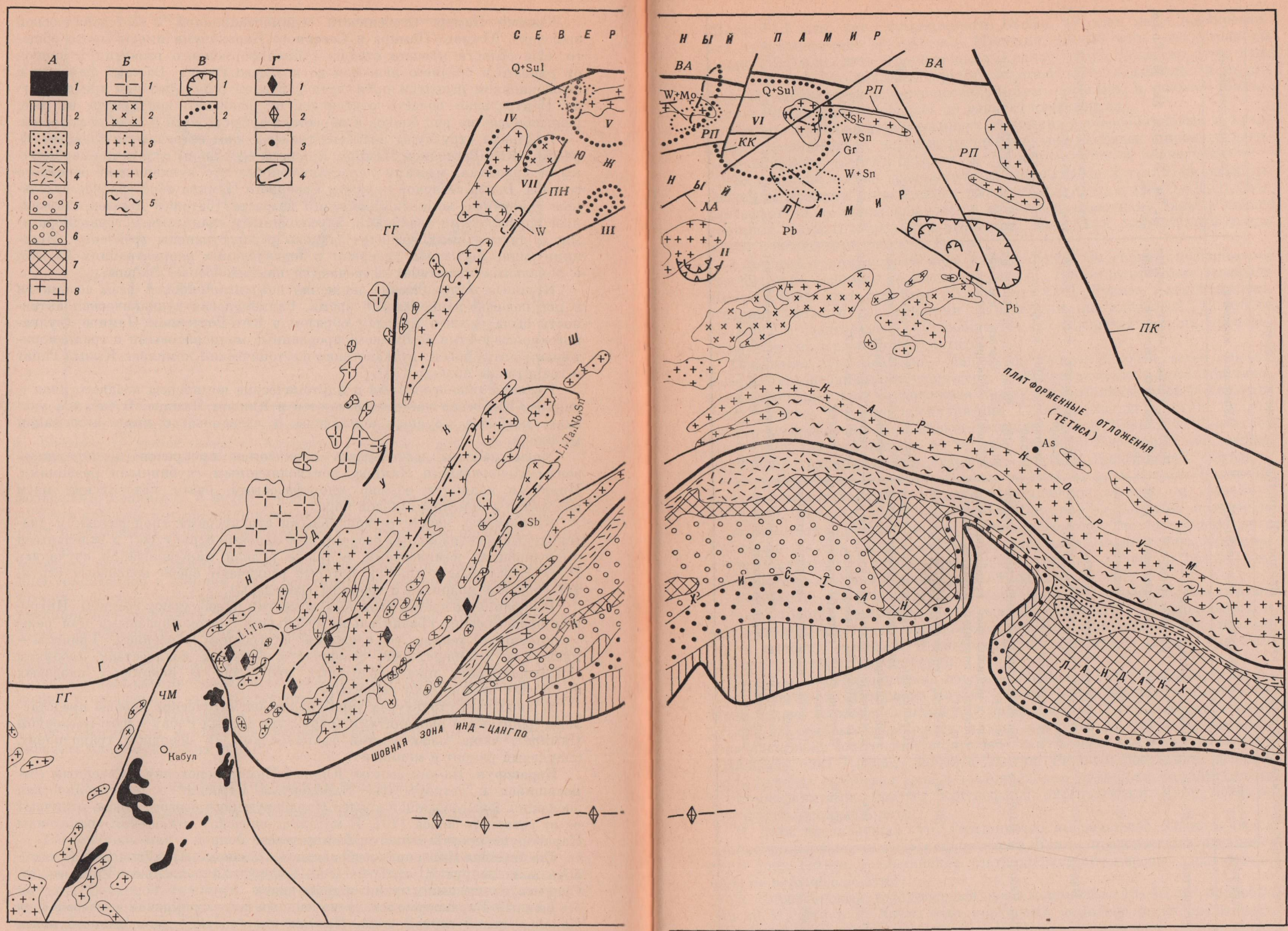
В окраинных частях сводовых поднятий преобладают граниты. Интрузии представлены сравнительно небольшими штокообразными или реже удлиненными телами со сложным внутренним строением. Граниты — кислые и лейкократовые, содержат в больших количествах продукты гидротермальных пневматолитовых процессов. В некоторых сводовых поднятиях преобладают диориты.

В кольцевых структурах типа впадин магматические породы представлены дацитами и риодацитами (структура Кызыл-Рабат в Юго-Восточном Памире), чаще мафическими гранитоидами (в основном гранодиорит, кварцевый диорит и монцонит).

Каракорум. На юго-востоке Южный Памир переходит в Северный (относящийся к Тетису) пояс Каракорума. Строение и геотектоническая эволюция зоны, лежащей южнее Каракорумского осевого пояса, отличают ее от северного пояса [10]. В металлогеническом отношении гранитоиды Каракорума представляют особый интерес.

Гранитоиды Каракорума образуют в основном вытянутые пояса линзообразных интрузий, главные оси которых параллельны друг другу. Существует два таких гранитоидных пояса.

Южный Каракорумский гранитоидный пояс приурочен к осевой зоне Каракорумской горной цепи. Протяженность этого дугообразного пояса примерно 600 км при ширине около 10 км. Состав и структурные особенности гранитоидов варьируют в широком диапазоне. Комплекс формировался в несколько этапов в период от 65 до 4,7 млн. лет назад [14]. Большая часть интрузий была внедрена, по-видимому, в период от 30 до 13 млн. лет назад (30 млн. лет — лейкократовые граниты долины



Фиг. 2. Главные мезозойско-третичные магматические комплексы и рудоносные районы зоны Каракорум—Южный Памир—Гиндукуш и островной дуги Кохистан—Ладакх [1, 9, 14, 21 и др.]

А — Кохистан—Ладакх: *1* — офиолиты; *2* — амфиболиты; *3* — позднемеловая свита Катцар; *4* — меловой вулканитовый комплекс Ракапоши; *5* — пироксеновые гранулиты; *6* — позднеэоценовые диориты; *7* — позднеэоценовые гранодиориты, граниты; *8* — граниты позднего эоцена — миоцена; *Б* — гранитоиды зоны Каракорум—Южный Памир—Гиндукуш: *1* — триас; *2* — мел — палеоген; *3* — олигоцен; *4* — олигоцен — неоген; *5* — кристаллические сланцы Южного Каракорума; *В* — структуры: *1* — типа кальдер (*I* — Кызыл-Рабат, *II* — Койтезек); *2* — сводового типа (*III*— Хартым, *IV* — Джамак, *V* — ледник Федченко, *VI* — Сарез, *VII* — Бартанг); разломы: *ГГ* — Герат—Гиндукуш, *ПК* — Памир—Каракорум, *ЛА* — Лянгар—Акджилга, *ВА* — Ванч—Акбайтал, *РП* — Рушан—Пшарт, *ПН* — Пяндж, *КК*— Кокюбельсу, *ЧМ* — Чаман; *Г* — рудные районы или месторождения: *1* — пегматиты; *2* — карбонатиты; *3* — гидротермальные проявления; *4* — граница рудного района; принятые сокращения: *Q* — кварц, *Sul* — сульфиды, *Sk* — скарны, *Gr* — грейзены

Металлогеническая характеристика гранитоидов Южного Памира, Нуристана и Южного Тибета

Магматический комплекс	Возраст, млн. лет	Состав гранитоидов, фаза интрузий	Акцессорные минералы	Типичная ассоциация
Нуристан, Афганистан	40—20	Гранодиориты, диориты — I		
		Биотитовые граниты, порфиры — II	Циркон, гранат, апатит, турмалин, титанит, магнетит, флюорит	Li, Ta, Nb, Cs, Sn, W, Pb-Zn, Cu, Au
		Биотитовые и двуслюдяные граниты — III		
Шугнан, Памир	45—20	Биотитовые и двуслюдяные граниты — I		
		Мусковитовые лейкограниты — II		Редкометальные пегматиты
Ванч-Сарыкол, Памир	60—20	Диориты, гранодиориты, граносиениты — I	Сфен, магнетит, торит, апатит, флюорит	Co, As, W, Mo, Cu
		Лейкограниты — II	Циркон, монацит, ильменит, турмалин	Nb, Ta, Sn, Pb
Бахмалджилгин, Памир	Палеоген	Диориты, кварц-монцонитовые порфиры — I	Апатит, монцонит, циркон, рутил, сфен, гранат, магнетит, ильменит, флюорит, аксинит	B, As, ±Pb-Zn, Sb, Hg
		Кварц-монцонитовые, граносиенитовые, гранитные порфиры; риолиты, андезиты — II		Nb, Re, Sn
Хуф, Памир	80—50	Граниты, гранодиориты, граносиениты — I		
	55—33	Двуслюдяные и мусковитовые граниты — II; изменения — альбитизация, грейзенизация	Циркон, примесный апатит, торит, сфен, ильменит, магнетит, флюорит, турмалин	Sn, Nb, Ta, Mo, B, Ag
Гандис, Тибет	100	Кварцевые диориты, диориты, кварцевые монциниты, гранодиориты — I	Магнетит, сфен, роговая обманка, апатит, алланит	Меднопорфировые руды
	50—20	Двуслюдяные граниты (примесное содержание) — II	Турмалин	
Алычур, Памир	120—110	Диориты, кварцевые диориты (гибридные) — I		
		Биотитовые и биотит-роговообманковые граниты, гранодиориты, адамеллиты — II	Примесные циркон, апатит, магнетит, местами торит, гранат, сфен, редко турмалин	Cu, Mo, Sn, W, Pb, Zn, Co, Bi, As, Ba

Щигар, 13 млн. лет — гранодиориты Бьяфо, 17 млн. лет — изолированное гранитное тело в местечке Минапин, 29—19 млн. лет — граниты Даркот, 24 млн. лет — гранодиориты Хиспар [10]). Согласно этим данным, главный батолит Каракорума свидетельствует о длительной многофазной магматической активности, которая началась в позднем палеоцене — эоцене и продолжалась до раннего плейстоцена.

Состав гранодиоритов варьирует от биотит-роговообманковых и кварцевых гранодиоритов, которые распространены наиболее широко и датируются самым древним возрастом, до адамеллитов и лейкогранитов.

Химический состав гранодиоритов, адамеллитов и гранитов, характеризуемый низкими отношениями $(Na_2O+K_2O)/Al_2O_3$ и $(Na_2O+K_2O)/CaO$, указывает на их принадлежность к известково-щелочному типу, а лейкократовые граниты относятся к щелочному типу [14]. Аналогичный состав имеют двуслюдяные граниты Тегара.

Северный гранитоидный пояс изучен слабо. Он сложен несколькими сравнительно мелкими гранитными телами. Rb-Sr датирование гранитов Минтака-Пасс дает величину 53 млн. лет [10]. Рудная минерализация, ассоциирующая с гранитоидами Каракорума, не изучалась. В работе М. Йана с соавторами [14] сообщается об отдельных мелких проявлениях бериллсодержащего пегматита.

Островная дуга Кохистан—Ладакх представляет собой четко определенную геотектоническую структуру, особенно важную в металлогеническом отношении. Она расположена между Индо-Пакистанской и Евразийской плитами. Глубоко проникающий Главный надвиг мантии, будучи частью шовной зоны Инд-Цангпо, отделяет толщу Кохистан—Ладакх от Индо-Пакистанской плиты, тогда как Главный Каракорумский надвиг маркирует границу между островной дугой и Евразийской плитой.

Островная дуга Кохистан—Ладакх состоит из двух частей: Кохистан, расположенный западнее массива Нангапарбат-Харамош, и Ладакх — восточнее. Так как поднятие массива Нангапарбат-Харамош произошло в позднетретично-четвертичное время, вероятно, что островная дуга Кохистан—Ладакх когда-то составляла один непрерывный пояс. Кохистан изучен значительно лучше, чем Ладакх, поэтому в данном обзоре рассматривается главным образом район Кохистана.

Островная дуга Кохистана сложена мощной (около 40 км) юрско-меловой толщей известково-щелочных плутонических, вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, испытавших метаморфизм как низкой, так и высокой ступеней. В разрезе толщи Кохистана можно выделить несколько литологических серий.

1. Южный амфиболитовый пояс с различными ультрамафическими телами (комплекс Джиджаль-Патан) развит в южной части Кохистана. Низы серии сложены в основном диопсидитами с отдельными слоями дунита, в которых содержатся линзы хромита. Мощная милонитовая зона сдвиговых нарушений определяет самую нижнюю часть комплекса Джиджаль близ Главного надвига мантии. Рядом с последним расположена голубая сланцевая зона с тектоническим меланжем, гарцбургитами и глаукофанитами. Возраст глаукофана, определенный K-Ar методом, составляет 67±2 млн. лет.

М. Йан предположил, что большинство амфиболитов Южного пояса и перекрывающих их метаосадков серии Калам представляют океаническую кору Тетиса, а альпийские ультрамафические породы — подстилающую ее верхнюю мантию.

2. Пироксеновый гранулитовый пояс мощностью 10—15 км подробно описан М. Йан и Р. Хуби. Этот норитовый комплекс носит следы явно унаследованного магматического расслоения и включает обогащенные гиперстен-диопсидом или оливином кумуляты. По-видимому, в древней океанической коре и (или) под ней произошло внедрение огромного плутона известково-щелочного состава на ранних стадиях формирования островной дуги.

Определения возраста этого пояса по циркону из пироксенового гра-

нулита дали цифры в 80 млн. лет, по роговой обманке пегматита — 67 млн. лет.

3. Северный амфиболитовый пояс занимает сравнительно небольшую площадь. Он содержит многочисленные диоритовые и гранодиоритовые тела, образовавшиеся при частичном плавлении амфиболитов, а также подушечные метабазальты и местами габбро.

4. Вулканогенно-осадочные серии (глинистые сланцы, метаграувакки, базальтовые метатуфы, кремнистые сланцы) развиты главным образом вокруг Калама и Ушу.

5. Вулканические и плутонические комплексы Утрор и Ракапоши широко распространены на территории Кохистана. Мощность магматических комплексов Утрор превышает 6 км. Они сложены следующими породами (снизу вверх по разрезу): полигенные андезитовые агломераты; андезитовые массивы, прорванные кварцевыми диоритами и габбро; латиты и дациты с образованиями риодацитовых лавовых потоков и редко встречающиеся риолитовые и (или) игнимбритовые породы. Некоторые исследователи считают, что диориты (и вулканиты) Калам являются продуктами частичного плавления океанической литосферы при ее субдукции. Хотя некоторые диориты являются ретроградными в отношении пироксеновых гранулитов, в большинстве своем диориты и кварцевые диориты не комагматичны с пироксеновыми гранулитами и представляют собой, скорее всего, продукты дифференциации независимых внедрений диоритовых (андезитовых) магм, имевших место в позднемеловое—позднетретичное время.

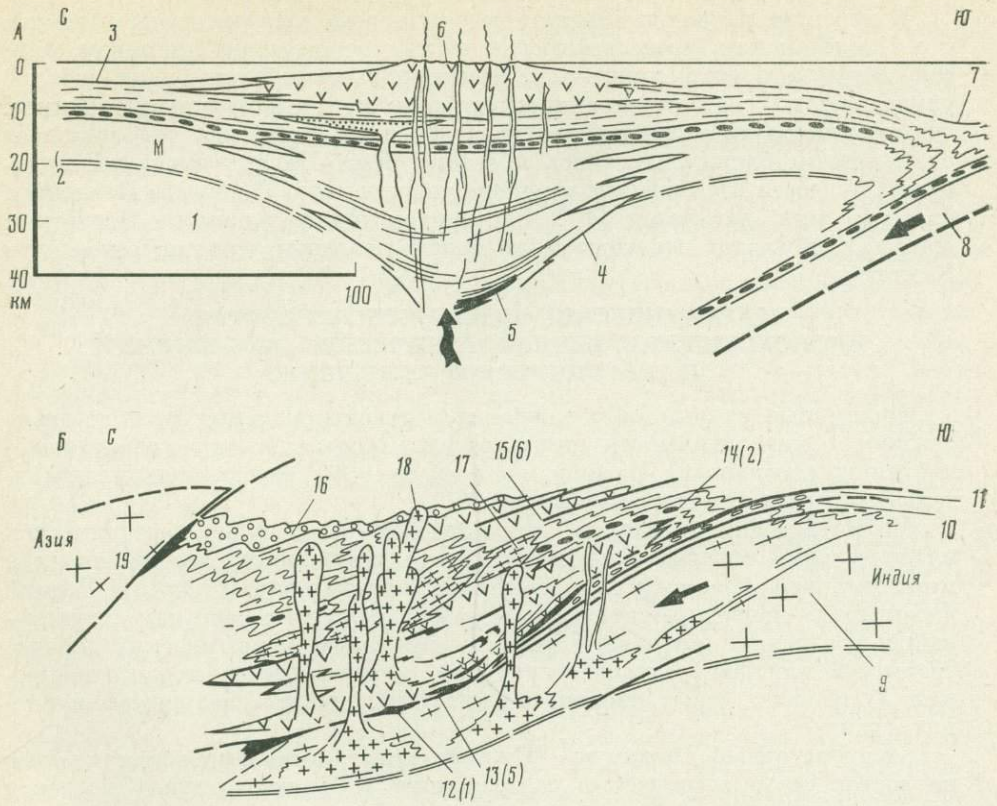
Раннемеловой вулканогенный комплекс Ракапоши мощностью 3—4 км простирается вдоль северной окраины дуги. Комплекс сложен базальтами, андезитами, дацитами, риолитами и вулканогенно-осадочными толщами, прорванными гранитоидами (гранит, гранодиорит, диорит) и габбро.

6. Гранитоидный пояс Кохистан—Ладакх развит по обе стороны массива Нангапарбат-Харамош (см. фиг. 2). Гранитоиды Кохистана — крупные многофазовые плутоны, сложенные тоналитами, кварцевыми диоритами, в меньшей степени кварцевыми монцонитами, гранодиоритами и гранитами. Для некоторых из них характерна следующая зональность: центральная часть сложена гранодиоритами, а окраинные фации представлены лейкократовыми гранитами и аплитами [14]. Большая часть плутонов относится к известково-щелочной группе, характеризуемой трендом обогащения цветными металлами; некоторые из них представлены гранодиоритами щелочной группы. М. Йан и др. считают, что в большинстве своем плутоны основного состава являются продуктами частичного плавления преимущественно океанической коры, тогда как более кислые плутоны связаны как с океанической, так и с континентальной корой; некоторые из плутонов Кохистана относятся к S-типу, образующемуся при частичном плавлении осадков.

Согласно трем датировкам, возраст батолита Гилгит, определенный K-Ar методом, лежит в пределах от 50 до 19 млн. лет [8], т. е. первая активизация магматической деятельности началась в нижнем эоцене, а последняя имела место в миоцене или, возможно, в плиоцене, так как граниты возраста 19 млн. лет, были прорваны фельзическими и мафическими силлами и дайками.

Многофазовый батолит Ладакх сложен тоналитами, гранодиоритами и гранитами. Зональность батолита проявляется в повышении содержания кремнезема в сторону ядра, которое сложено порфировыми гранитами (верхний олигоцен) и лейкогранитами (возможно, нижний миоцен); порфировые граниты в краевых зонах постепенно замещаются тоналитами и гранодиоритами. Самые древние гранитоиды датируются поздним эоценом.

7. Нижнемеловая обломочная верхняя серия (серия Ясин) слагает самые верхи разреза Кохистан (обломочные породы и образования потоков андезитовых и базальтовых лав). Эти породы метаморфизованы до степени не выше гранатовой.



Фиг. 3. Гипотетическая модель эволюции вулканической дуги Кохистан [4]

Фаза *А*. Фаза становления вулканической дуги в мезозое при субдукции океанического блока Индийской плиты к северу (континентальная часть плиты находится южнее океанической): *1* — верхняя мантия под системой дуги; *2* — океаническая кора под дугой (точками отмечены уровни современных моделей океанической коры); *3* — вулканогенно-осадочная серия; *4* — норитовые расслоенные интрузивы, составляющие вместе с мафитовыми—ультрамафитовыми кумулятами основу системы дуги; *5—6* — вулканические лавовые потоки дуги (преимущественно андезиты и дациты); *7* — желоб, в районе которого на ранней стадии субдукции океанической плиты (*8*) возможен метаморфизм при высоких давлениях и деформациях.

Фаза *В*. Ранняя фаза столкновения тектонических плит в третичное время, последовавшая после того, как в мелу вулканическая дуга была выжата вверх и надвинута на континентальную часть Индийской плиты (*9*): *10* — нижняя тектоническая чешуйчатая структура под Индийской шовной зоной; *11* — голубосланцевый пояс (верхняя тектоническая чешуйчатая структура под Индийской шовной зоной) с «тектоническим меланжем», образовавшимся при «всплывании» (обдукции) дуги; *12* — чешуйчатые структуры вещества мантии в Индийской шовной зоне; *13* — ультрамафитовый комплекс Джиджаль; *14* — базальтовые или габбровые метаофиолиты; *15* — вулканиты Утрор; *16* — верхние обломочные красноцветные серии; *17* — син- и позднетектонические гранодиориты; *18* — позднe- и посттектонические диориты и гранодиориты; *19* — сиалические метаморфические породы Азиатской плиты (для *12—15* — указаны эквивалентные им в фазе *А*)

Согласно Дж. Барду с соавторами [4] и Р. Тахиркели [21], толща Кохистан, по-видимому, представляет собой древнюю островную дугу. Эта гипотеза основана на следующих соображениях. Вулканиты Утрора и Ракапоши по петрологическому составу и геохимическим характеристикам сходны с вулканитами современных островных дуг. Мощный разрез Кохистан не типичен для континентальной коры (отсутствуют сиаллитовые отложения и интрузивы) и для обычной океанической коры (мощность толщи гораздо больше, 30—40 км, и преимущественно известково-щелочной состав пород). Осадочные и вулканогенные породы океанического типа развиты лишь на отдельных ограниченных участках. По химическому составу пироксеновые граниты отличаются от океанических пород, а их материнская магма родственна высокоглиноземистым (известково-щелочным) толеитам, типичным для обстановок островная дуга — континентальная окраина.

В качестве предварительного вывода можно сделать предположение, что Кохистан как геотектоническая структура является примером коры островодужного типа, причем его метаосадки, амфиболиты и альпийские ультрамафиты слагали океаническую кору и верхнюю мантию Тетиса. Образование дуги должно было начаться после того, как отделившиеся от Гондваны блоки сместились к северу. Индо-Пакистанская плита соприкоснулась с Евразийской в районе современного Северного Пакистана более 55 млн. лет назад [10], когда происходило закрытие Неотетиса. На фиг. 3 показана гипотетическая модель эволюции вулканической дуги Кохистан.

МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ, ИХ СОСТАВ, ПРОИСХОЖДЕНИЕ, МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Эндогенные рудные месторождения в рассматриваемом регионе тесно связаны с магматическими комплексами. Данные по ним крайне малочисленны, особенно по Памиру, поэтому их обзор носит лишь предварительный и региональный характер.

Магматические комплексы можно разбить на несколько тектонических подразделений с характерными для них минеральными ассоциациями и металлогенией. Начнем их рассмотрение с гранитоидных поясов. Термин «гранитоид» используется в данной работе исключительно как структурный и обозначает широкую группу интрузивных магматических пород с гранитной или фанеритовой структурой, состав которых может варьировать в пределах ряда: диорит, тоналит, гранодиорит, кварцевый монцонит, гранит.

Зона Восточный Гиндукуш—Южный Памир—Каракорум простирается на восток до магматического пояса Гандис и Нянкентангла (Тибетская трансгималайская зона) и дальше на юг до Бирмы.

Гранитоиды внедрялись вдоль южной окраины Евразийской плиты и на севере — вдоль шовной зоны Инд-Цангпо. Интрузивные комплексы являются сложными и многофазными, формировавшимися большей частью на протяжении довольно продолжительного времени — от нижнего мела до неогена, но главные фазы внедрялись в период от среднего и позднего мела до палеогена. Выделяются следующие основные периоды внедрения интрузий: а) от раннего до позднего мела; б) поздний мел — эоцен; в) эоцен — миоцен с пиком активности в олигоцене; г) миоцен — плиоцен (только для района Каракорум). Так как внедрение интрузий тесно связано с субдукцией Индийской плиты под Евразийскую, омоложение их возраста наблюдается в направлении с запада на восток вдоль южной окраины Евразийской плиты. В поясе Гандис внедрение гранитоидов происходит вдоль простирания пояса с запада на восток: древние диориты и гранодиориты, которые составляют $^2/_3$ всех гранитоидов, встречаются главным образом в западной и центральной частях хребта Гандис, тогда как кислые и более молодые гранитоиды в большинстве своем залегают на востоке хребта. Возраст гранитоидов на территории Памир—Северный Пакистан в самых общих чертах коррелируется с их расстоянием от зоны субдукции: более древние гранитоиды внедрялись, как правило, дальше к северу от шовной зоны Инд-Цангпо, а ближе к ней залегают более молодые гранитоиды. Подобная пространственная миграция магматической активности в зависимости от времени наблюдается в Южном Тибете: периоды активизации магматической деятельности в раннем мелу приурочены к обширной площади района Нянкентангла, а в позднем мелу они сместились в южную его часть, ближе к шовной зоне.

Гранитоиды обычно образуют обширные линейные пояса, включающие многочисленные батолиты со сложными плутонами. Для них характерен аналогичный тренд в эволюции магматической активности, начинается он с основных или средне-основных пород и заканчивается кислыми. Серия изверженных пород: диорит—кварцевый диорит—тоналит—гранодиорит—

биотитовый гранит—лейкогранит. В большинстве батолитов преобладают тоналиты и гранодиориты.

Родоначальные магмы образовывались при частичном плавлении океанической коры и (или) океанической коры, сильно контаминированной веществом континентальной коры, а также, возможно, при плавлении континентальной коры. Это относится в первую очередь к двуслюдяным и мусковитовым гранитам олигоцен-неогенового возраста. В районах Каракорум и особенно Нуристан проявилась двуслюдяная глиноземистая ассоциация, а в отдельных местах — глиноземисто-кафемические гранитоиды от субщелочного до известково-щелочного состава и типично кафемические гранитоиды. Переход от кафемического типа к глиноземистому через промежуточный глиноземисто-кафемический тип, сопровождаемый ростом начальных отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$, может рассматриваться как результат возрастающего вклада вещества континентальной коры относительно мантии в ходе образования этих магматических комплексов. Отсутствие данных изотопных исследований не позволяет сделать более надежные выводы относительно природы гранитоидных материнских магм.

Акцессорные минералы магматических комплексов и генетически связанная с ними металлогеническая ассоциация служат дополнительным фактором оценки источников материнских магм. В таблице приведена металлогеническая характеристика отдельных гранитоидных комплексов, расположенных к северу от шовной зоны Инд-Цангпо (за исключением района Кохистан).

Гранитный пояс Высоких Гималаев. Известно около 15 гранитных интрузивных тел к югу от шовной зоны Инд-Цангпо. Они встречаются в виде далеко отстоящих друг от друга плутонов небольших размеров в докембрийских породах, ассоциирующих с серией крупных надвигов. Плутоны сложены преимущественно лейкогранитами, которым присущи все геохимические особенности перглиноземистых гранитов S-типа. Лейкограниты не дают дифференцированных серий. Они образовывались при частичном плавлении сиалической коры, связанном с тектоническим сокращением площади коры, и внутрикоровом столкновении плит. Возраст лейкократовых гранитов пояса Высоких Гималаев варьирует от 30 до 12 млн. лет. Высокая величина отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ (более 0,740) свидетельствует о происхождении этих гранитов за счет анатексиса в коре [17].

С металлогенической точки зрения интересно отметить, что некоторые лейкограниты содержат альбитизированные, грейзенизированные или турмалинизированные породы краевых фаций, свидетельствуя тем самым об аккумуляции позднемагматической жидкой фазы.

Островная дуга Кохистан—Ладакх. Основные черты вулканогенно-плутонических комплексов были описаны в предыдущем разделе. Металлогения этой обширной площади изучена очень слабо. Известны сообщения об отдельных проявлениях полиметаллической минерализации, наиболее перспективны, по-видимому, колчеданные месторождения цветных металлов.

Раннетретичные магматические комплексы щелочных пород в Северо-Западном Пакистане. В этом регионе выявлен узкий пояс интрузивных тел щелочного состава, сложенный гипабиссальными породами [16]. Несколько щелочных комплексов расположено вдоль зоны длиной более 200 км, простирающейся в направлении запад-юго-запад — восток-северо-восток через Пешавар в Афганистан. Пояс формировался вдоль глубинного разлома к югу от шовной зоны Инд. Щелочные комплексы представлены щелочными гранитами, эгириновыми и рибекитовыми микрогранитами, сиенито-гранитами, нефелин-канкринитовыми сиенитами, альбититами и карбонатитами, видимо, эоценового возраста [14, 16].

Д. Кемпе [16] предположил, что эти щелочные комплексы образовались из риолитовой магмы — производной базальтовых магм. Интрузивные тела внедрялись вдоль рифтовой зоны. Все предложенные до сих

пор объяснения геотектонической эволюции щелочных комплексов все еще не выходят за рамки гипотез, так как трудно представить возможность рифтообразования в условиях сжатия, существующего в зоне столкновения.

РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ЗОНЫ ГИНДУКУШ—ПАМИР—КАРАКОРУМ И ПРИЛЕГАЮЩИХ РАЙОНОВ

Рудная минерализация, связанная с гранитоидами, до недавнего времени была плохо изучена, особенно в Северном Пакистане. Однако в последнее десятилетие в Центральном и Юго-Восточном Памире были открыты новые, промышленно перспективные рудные месторождения, благодаря чему стало возможным дать предварительную общую металлогеническую характеристику этого сектора Тетис-Евразийского металлогенического пояса.

Как упоминалось выше, металлогеническая специфика гранитоидов в рассматриваемой области зависит от многих факторов, которые частично уже обсуждались в предыдущих разделах (крупные гранитоидные тела, сформировавшиеся в мезо-кайнозойское время вдоль континентальных окраин Евразии и Индии в геотектонических условиях, характерных для субдукции океанической коры (или отдельных ее блоков) под Азиатский материк; столкновение континента с островной дугой; столкновение континента с континентом; активизация магматической деятельности после столкновения, вызванная поддвигом одного континента под другой). Сложная геотектоническая эволюция региона приводила к неоднократному формированию гранитоидов, выделявшихся из разных магматических источников и кристаллизовавшихся в разных термодинамических условиях. Этим объясняется разнообразный характер рудных месторождений.

Рудные месторождения, ассоциирующие с гранитоидами, формировавшимися над зоной субдукции Индийской плиты

Гранитофильная рудная минерализация. Рудные месторождения, в которых присутствуют такие гранитофильные элементы, как Sn, W, Mo, V, Nb, Ta, Sb, Be, B, Li, As, P, F и др., известны главным образом в зоне Гиндукуш—Памир, где они ассоциируют с лейкократовыми глиноземисто-кафемическими гранитоидами, образовавшимися из расплавов, содержащих в больших количествах воду, и внедрившимися на значительных глубинах.

Гранитофильные элементы сосредоточены в кислых расплавах, которые либо образовались в результате фракционной кристаллизации, либо с самого начала являлись частичными расплавами. При совместном существовании водных флюидов и силикатных магм поведение этих элементов критическим образом зависит от коэффициентов их распределения между флюидом и расплавом, которые определяются рядом факторов и в первую очередь контролируются составом. На дифференциацию расплавов значительно влияют такие элементы, как B, P, F, Li, которые имеют тенденцию сохраняться и накапливаться в остаточных расплавах, понижая их вязкость и температуру затвердевания и увеличивая продолжительность дифференциации. Если в результате дифференциации или в процессе частичного плавления расплавы оказываются обогащенными Li, Be, B, P и (или) F, температура солидуса значительно понижается и граниты могут внедряться на небольшие глубины. По-видимому, имеется корреляция между этими «понижающими солидус» элементами и накоплением Sn, W, U, Mo в процессе эволюции магм. Генетическая связь Sn и F установлена на примере нескольких рудоносных площадей в Южном Памире; бор в промышленных концентрациях выявлен в отдельных эндогенных рудных месторождениях, в которых, однако, отсутствует олово.

Ниже мы упомянем некоторые из наиболее значительных образований в зоне Гиндукуш—Памир (зона Нуристан—Юго-Западный Памир).

Пегматиты, содержащие редкие металлы, ассоциируют с олигоценовыми, биотитовыми и двуслюдяными гранитами, обогащенными глиноземом, и часто встречаются, особенно в Нуристане. Сподуменовые пегматиты встречаются в виде эпигенетических тел в кровле материнских гранитных плутонов. Альбититовые пегматиты образуют главные месторождения тантала. Мусковитсодержащие редкометальные пегматиты встречаются в экзоконтактных зонах некоторых олигоценовых гранитов в Нуристане.

Грейзеновые месторождения связаны с самыми молодыми, наиболее кислыми породами гранитоидного ряда — с лейкократовыми гранитами, для которых характерно повышенное содержание щелочей. Редкометальные грейзены ассоциируют с апогранитами, причем преобладающим типом изменений являются альбитизация и микроклинизация с переходом в скарны. Грейзен-сульфидная минеральная ассоциация формировалась при более низких температурах, чем ассоциация редкометальных грейзенов. Иногда встречаются слюдисто-флюоритовые метасоматиты. По минеральному составу они сходны с грейзен-сульфидной ассоциацией, но преобладают жильные минералы — флюорит и слюда.

Кварцевые касситерит-вольфрамитовые жилы, как правило, распределены по тектоническим зонам и развиты в толще гранитной кровли.

Скарновые месторождения ассоциируют, как правило, с гранодиоритами. Выделяются следующие минеральные ассоциации: касситерит-сульфидная штокверк-вкрапленная минерализация разных ступеней метаморфизма формировалась в широком диапазоне температур; в Южном Памире известна минерализация бора; месторождения шеелит-молибденита и скарновые месторождения шеелита известны в районе Рушан-Пшарт (Центральный Памир), здесь часто встречаются месторождения магнетита и в небольших количествах гематита, но размеры их, как правило, невелики.

Гидротермальные галенит-сфалеритовые и Au-Ag месторождения (трех типов — рассеянные, жильные и образованные в результате замещения) широко распространены в рассматриваемом регионе.

Молибденит-порфировая минерализация связана с лейкократовыми гранитами (месторождение Сунгат в Центральном Памире).

Au-Ag-содержащие жилы и штокверки гидротермального происхождения, ассоциирующие с дацит-андезитовыми гипабиссальными интрузивами, контролируются, как правило, глубинными разломами.

Гидротермальные Sb и Sb-Hg жилы и линзы известны в Юго-Восточном Памире.

Меднопорфировая минерализация. В настоящее время меднопорфировая минерализация в зоне Гиндукуш—Памир—Каракорум не обнаружена. Металлогенический анализ имеющихся петрохимических данных о магматических комплексах в рассматриваемом регионе показывает, что возможность обнаружения здесь месторождений этого типа невелика.

Рудопроявления, ассоциирующие с островной дугой Кохистан—Ладакх

Металлогения этих вулканогенно-интрузивных комплексов, детали которой охарактеризованы в одном из предыдущих разделов, практически не изучена или изучена очень слабо. До сих пор нет систематического анализа металлогенических особенностей этой области и отсутствуют предварительные оценки минеральных ресурсов даже на региональном уровне. Ее потенциальные рудные запасы невозможно оценить, основываясь на существовании нескольких известных гидротермальных рудопроявлений халькопирита, галенита / сфалерита, золота, барита и флюорита, а также россыпного золота, шеелита, касситерита, монацита неизвестного происхождения.

Судя по составу магматических комплексов, их эволюции и геотектоническому положению, вероятно, эта островная дуга может оказаться перспективной в отношении вулканогенно-осадочных и вулканогенных колчеданных месторождений цветных металлов.

Рудная минерализация, ассоциирующая с анатектическими гранитами и развитая в условиях столкновения континентов

Столкновение Индийского и Азиатского блоков и возобновившееся после эоцена перемещение Индийской плиты на север привели к процессам телескопирования руд как к северу, так и к югу от шовной зоны Инд-Цангпо за счет глубинных деформаций ползучести и надвигов верхних слоев коры [11]. Возникающее при этом тектоническое сокращение площади земной коры и внутрикоровые процессы надвигообразования в олигоцене и миоцене могут рассматриваться как механизм метаморфизма типа Барроу и частичного плавления в глубоких слоях континентальной коры с последовавшим затем внедрением лейкогранитов в вышележащие слои.

Вдоль зоны столкновения были сформированы два крупных пояса неогеновых анатектических лейкогранитов: а) Гималайский пояс к югу от шовной зоны Инд-Цангпо; его лейкограниты включают характерные глиноземистые разновидности с высокими значениями отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ (более 0,740); б) мусковитовые и двуслюдяные граниты, развитые к северу от шовной зоны Инд-Цангпо; обычно они являются частью многофазных гранитоидов (Нуристан и Каракорум). Характеристика рудных месторождений, связанных с этими гранитами, приведена выше.

Гималаи представляют собой, по-видимому, самый яркий пример зоны столкновения, но известные к настоящему времени рудные месторождения, ассоциирующие с анатектическими гранитами, немногочисленны. Чаще всего встречаются олово, вольфрам, местами фтор, медь, сурьма, свинец, цинк, но крупных месторождений не обнаружено. Рудная минерализация грейзенового типа довольно широко распространена в пределах альбитизированных, силицифицированных, грейзенизированных или турмалинизированных окраинных фаций лейкогранитов. Иногда встречается оруденение метаморфической природы, связанное с реликтовыми флюидами, выделившимися из осадочных толщ в ходе прогрессивного метаморфизма; флюиды высвобождались при гидравлическом растрескивании за счет надвигообразования, а впоследствии — во время поднятия метаморфического комплекса.

В. Талаловым описана оловянная минерализация в окраинных зонах гранитов Дандельдхура в Нижних Гималаях Западного Непала. Местами граниты сильно грейзенизированы, а вблизи окраинных зон встречаются касситерит, шеелит и тантало-колумбит. Другим примером является жильное месторождение флюорита Чакдара (Дир), ассоциирующее с двуслюдяными гранитами; обзор других рудопроявлений в Индийских Гималаях приведен А. Венерджи и др.

Перспективность лейкогранитов Гималаев на олово представляется довольно сомнительной, а выявленные рудные месторождения на площади их развития малочисленны, однако открытие очень крупных месторождений Li и Ta в Нуристане, связанных с олигоценовыми двуслюдяными гранитами, подтверждает гипотезу о том, что обстановка столкновения континентов может оказаться благоприятной для образования значительных рудных месторождений. Многочисленные рудопроявления и широко распространенные ореолы рассеяния касситерита и шеелита / вольфрамита в Нуристане—Южном Памире и в зоне Аргандаб (Афганистан) свидетельствуют о том, что с областью развития двуслюдяных гранитов близ зоны столкновения континентов может быть связано формирование крупной олово-вольфрамовой металлогенической провинции. Эти Li и Sn-W месторождения и металлогеническая харак-

теристика регионов их проявления сопоставимы с олово-вольфрамовыми рудными районами Бирмы—Западного Таиланда и с месторождениями лития и олова Главного хребта Таиланда—Малайзии, формировавшимися в обстановке столкновения континентов [5, 18].

Карбонаты щелочных комплексов в условиях рифтогенеза

В Северном Пакистане, южнее шовной зоны Инд-Цангпо, имеется несколько проявлений карбонатитов, связанных с щелочными комплексами, описанными в одном из предыдущих разделов. К числу наиболее изученных относится месторождение карбонатитов в Ло-Шилман. Основной карбонатитовый комплекс представлен пластовым телом длиной почти 2 км, шириной 100—180 м, прорывающим палеозойские метаосадочные толщи вдоль разлома. Типична фенитизация вмещающих пород. Встречаются карбонатиты нескольких типов, среди которых основными являются кальцитовый, амфибол-апатитовый, биотит-флогопитовый и доломитовый. Пирохлор связан главным образом с амфибол-апатитовыми карбонатитами. Содержание фосфатов 3—15% P_2O_5. Запасы карбонатитов месторождения Ло-Шилман оцениваются в 193 млн. т.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате предварительного металлогенического анализа региона Каракорум—Южный Памир—Восточный Гиндукуш и прилегающих районов выявлено пять основных металлогенических зон.

1. Каракорум—Южный Памир—Восточный Гиндукуш. Эндогенные рудные месторождения ассоциируют с меловыми—палеогеновыми и неогеновыми гранитоидами, внедренными в слои, перекрывающие Индийскую плиту в зоне ее субдукции под Евразию севернее шовной зоны Инд-Цангпо; в условиях, возникших после столкновения, главным образом в олигоценовое и послеолигоценовое время, гранитоиды внедрялись вдоль зоны столкновения. Материнские магмы являлись продуктами частичного плавления как океанической, так и континентальной коры, особенно в условиях повышенных тепловых потоков и утолщения континентальной коры вследствие трения на поверхности контакта плит при поддвиге одной из них под другую.

Многочисленные гранитоидные комплексы имеют широкий спектр дифференциатов: диорит — кварцевый диорит—тоналит—кварцевый монцонит—гранит. Выделено две главные группы ассоциаций минералов и элементов: а) гранитофильная рудная минерализация (Sn, W, Li, Nb, Mo и др.) генетически связана с двуслюдяными гранитами; преобладают пегматитовые и грейзеновые разновидности, местами наблюдается переход к скарновой минерализации; б) скарновая минерализация (Fe, W, Cu, B, Sn) и гидротермальные сульфиды (Pb, Zn, Sb, As, Hg), а также золотоносные и серебряные жильные месторождения и штокверковая минерализация ассоциируют главным образом с гранодиоритами и диоритами. Иногда встречаются вулканогенные отложения.

2. Зона Высоких Гималаев сформировалась на Индийском континенте к югу от шовной зоны Инд-Цангпо и ассоциирует с анатектическими лейкогранитами — продуктами частичного плавления континентальной коры. Внедряясь в древний фундамент, лейкограниты кристаллизовались на значительных глубинах — порядка 10—16 км. Окружающая их обстановка типична для столкновения двух континентов. Материнские граниты не дают дифференцированных серий; некоторые из окраинных гранитных фаций представлены альбитизированными, грейзенизированными или турмалинизированными породами, свидетельствующими об эволюции силикатных расплавов и обогащении позднемагматической жидкой фазой.

3. Островная дуга Кохистан—Ладакх расположена между Индо-Пакистанской и Евразийской плитами. Металлогения широко распростра-

ненных известково-щелочных комплексов, которые возникали как в океанической, так и в континентальной коре, изучена плохо, систематические исследования ее не проводились. Не исключена вероятность, что в районе островной дуги Кохистан—Ладакх имеются вулканогенные или вулканогенно-осадочные месторождения цветных металлов, а также рудопроявления Sn, W, Mo, ассоциирующие с олигоцен-неогеновыми гранитами.

4. Металлогеническая зона щелочных комплексов Пешавара расположена вдоль грабеноподобной (рифтовой?) структуры, вблизи северо-западной окраины Индо-Пакистанской плиты. Пластовые тела карбонатитов связаны с комплексами щелочных гранитов, сиенито-гранитов, эгириновых и рибекитовых микрогранитов и нефелин-канкринитовых сиенитов.

5. Шовная зона Инд-Цангпо. Рудные месторождения, главным образом линзы хромитовых руд, ассоциируют с ультрамафитами. Вулканогенно-осадочные месторождения в офиолитах не обнаружены.

Необходим сравнительный анализ региона Каракорум—Южный Памир—Восточный Гиндукуш с другими частями Тетис-Евразийского металлогенического пояса. Особый интерес может представить сектор этого пояса с рудопроявлениями олова и вольфрама в Бирме—Западном Таиланде и литиевыми и свинцовыми месторождениями Главного хребта Таиланда—Малайзии.

Для более детальной металлогенической характеристики этого очень интересного сектора Тетис-Евразийского металлогенического пояса необходимо провести обширные и систематические исследования региона Каракорум—Южный Памир—Восточный Гиндукуш и особенно Северного Пакистана.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Баратов Р. Б., Афиногенова Л. Н., Сальникова Р. Н.* Особенности орогенной металлогении складчатых областей Центрального Таджикистана и Памира.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1981, т. 13, с. 180—191.
2. *Карапетов С. С., Сонин Н. И., Хаин В. Е.* О некоторых важнейших особенностях строения и развития Афгано-Памирского сегмента альпийского складчатого пояса Евразии.— Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1975, № 3, с. 38—46.
3. *Месхи А. М.* Магматические комплексы зоны Юго-Восточного Памира.— Материалы по геологии Памира, 1964, вып. 2, с. 195—213.
4. *Bard J. P., Maluski H., Matte Ph., Proust F.* The Kohistan sequence: Crust and mantle of an obducted island arc.— Geol. Bull. Univ. Peshawar. Spes. Iss., 1980, **13**, p. 87—94.
5. *Beckinsale R. D., Suensilpong S., Nakapadungrat S., Walsh J. N.* Geochronology and geochemistry of granite magmatism in Thailand in relation to a plate tectonic model.— J. Geol. Soc., 1979, **136**, p. 529—538.
6. *Beloussov V. V., Belyaevsky N. A., Borisov A. A.* et al. Structure of the lithosphere along the deep seismic sounding profile: Tien Shan—Pamirs—Karakorum—Himalayas.— Tectonophysics, 1980, **70**, p. 193—221.
7. *Belyaevsky N. A.* Tectonics of the northern part of the Pamirs—Himalayan syntaxis.— In: Intern. Coll. on the geotectonics of the Kashmir—Himalaya—Karakorum—Hindu Kush—Pamir orogenic belt, Rome, 1974. Rome, 1976, vol. 21, p. 29—42.
8. *Casnedi R., Desio A., Forcella F.* et al. Absolute age of some granitoid rocks between Hindu Raj and Gilgit (Karacorum).— Rend. Accad. naz. Lincei, 1978, **63**, 8 p.
9. *Desio A.* Karakorum Mountains.— In: Mesozoic-Cenozoic orogenic belts.— Geol. Soc. London. Spec. Publ., 1974, **4**, p. 255—266.
10. *Desio A.* Geologic evolution of the Karakorum.— In: Geodynamics of Pakistan. Quetta: Geol. Surv. Pakistan, 1979, p. 111—124.
11. *Dewey J. F., Burke K. C.* Tibetan, Variscan and Precambrian basement reactivation: Products of continental collision.— J. Geol., 1973, **81**, p. 683—692.
12. *Gansser A.* Geology of the Himalayas. L.: Interscience, 1964. 289 p.
13. *Gansser A.* The significance of the Himalayan suture zone.— Tectonophysics, 1980, **62**, p. 37—52.
14. *Jan M. Q., Asif M., Tahirkheli T., Kamal M.* Tectonic subdivision of granitic rocks of North Pakistan.— Geol. Bull. Univ. Peshawar, 1981, **14**, p. 159—182.
15. *Jankovic S.* The copper deposits and geotectonic setting of the Tethyan Eurasian metallogenic belt.— Miner. deposita, 1977, **12**, p. 37—47.
16. *Kempe D. R. C.* The petrology of the Warsak alkaline granites. Pakistan and their relationship to other alkaline rocks of the region.— Geol. Mag., 1973, **110**, p. 385—404.

17. *LeFort P.* The anatectic Himalayan leucogranites with emphasis on the Manaslu tourmaline granite.— In: Recent researches in geology. Delhi, 1975, vol. 2, p. 76—90.
18. *Mitchel A. H. G.* Tectonic setting for emplacement of subduction-related magmas and associated mineral deposits.— Geol. Assoc. Canada Spec. Pap., 1976, N 14, p. 3—21.
19. *Peive A. V., Burtman V. S., Ruzhentsev S. V., Suvorov A. I.* Tectonics of the Pamir-Himalayan sector of Asia.— In: Report of the twenty-second session. Delhi, 1964, pt 2, p. 441—464.
20. *Stocklin J.* Possible ancient continental margins in Iran.— In: The geology of continental margins. N. Y.: Spring.-Verl., 1974, p. 873—887.
21. *Tahirkheli R. A. K.* Geotectonic evolution of Kohistan.— Geol. Bull. Univ. Peshawar. Spec. Iss., 1979, **11**, N 1, p. 113—130.

УДК 553.078:553.8(574)

Г. Н. ЩЕРБА

ПРОБЛЕМЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ КАЗАХСТАНА

Казахстан является важнейшим регионом страны, привлекавшим внимание таких крупных исследователей металлогении, как В. А. Обручев, Н. Г. Кассин, К. И. Сатпаев, В. П. Нехорошев, И. Ф. Григорьев, М. П. Русаков, Ю. А. Билибин, В. И. Смирнов и др. Под благотворным *влиянием старшего поколения советских ученых в Казахстане выросла* большая группа специалистов геологов, умножившая запасы его минеральных ресурсов и обосновавшая ряд новых идей в геологии. Несмотря на возросший уровень знаний, 80-е годы требуют решения ряда новых актуальных задач, установление приоритета альтернативных концепций, способствующих дальнейшему прогрессу в металлогении.

Металлогеническое районирование. Опыт проведенных обобщений по Восточному и Западному Казахстану, данные комплексных исследований таких крупных геологических структур, как Успенская, Балхашская, Чу-Илийская, Мугоджарская [2, 3, 8], Жарма-Саурская, Алтайская, с несомненностью показал, что в основе металлогенического районирования должно находиться геологоструктурное и тектоническое районирование. Такое убеждение укрепилось на том основании, что каждый крупный *регион обладает своей спецификой геологического развития* и ее качественного отражения — металлоносностью.

Получил полное подтверждение вывод Н. Г. Кассина (1934 г.) о блоковом мозаичном строении территории Казахстана, обусловленном деструкцией окраины протерозойского Сибирско-Тяньшанского континента. Наряду с блоками (типа срединных массивов), имевшими в основании фрагменты стабилизированной протерозойской коры континентального типа, в промежутках формировались подвижные пояса, спаявшие эти блоки в палеозое. Два этих главных типа структур третьего ранга позволяют выделить на их основе две категории металлоносных площадей: металлогенические провинции в разнообразных, но близких к изометричным контурах блоков, и металлогенические (и рудные) пояса — вдоль линейных подвижных зон [3, 9, 10]:

Провинция		Пояс	
Кокшетауская	Аральская	Уральский	Чингиз-Тарабагатайский
Тенизская	Чуйская	Улытауский	
Джезказганская	Прикаспийская	Успенский	Жарма-Саурский
Баянаульская	Горноалтайская	Чу-Илийский	Алтайский
Балхашская		Северо-Тяньшанский	Каратауский
		Джунгарский	Мангышлакский

Поперечные размеры провинций и протяженность поясов измеряются сотнями километров. Напомним, что к поясам первого ранга были отне-

сены планетарные пояса протяженностью во многие тысячи километров (многометальные — Тихоокеанский, Казахстано-Охотский, альпийский Средиземноморский), охватывающие несколько континентов и их окраины. Пояса второго ранга длиной 1—2 тыс. км (Уральский и др.), расположенные обычно внутри континентов, более многочисленны. Они были охарактеризованы еще на I Всесоюзном металлогеническом совещании в г. Алма-Ате (1958 г.). Провинции и пояса могут быть систематизированы *по составу, внутреннему строению, истории развития* и возрасту.

Каждая провинция и пояс включают металлогенические зоны, рудные районы, рудные зоны, рудные узлы, рудные поля и месторождения, приуроченные к ранговым геологическим структурам убывающих размеров. И провинции и пояса многометальны, профилирующими являются обычно несколько металлов, в редких случаях один-два (медь — Тенизской, медь и марганец — Джезказганской провинций). Распределение оруденения в провинциях обычно узловое, а в поясах — линейно-узловое. Кроме того, блоки провинций, будучи более сиалитизированными, несут более литофильное оруденение. В основании подавляющего большинства провинций и поясов находится континентальная кора протерозойского возраста.

Существует другой традиционный принцип районирования, основанный на размещении геосинклиналей и их типов, а внутри них — по типам структурно-формационных зон [4]; провинции выделяются по профилирующему элементу; такого принципа пока придерживается большинство исследователей.

Цикличность металлогении. С обоснованием полицикличности металлогении геосинклиналей выступил на I Всесоюзном металлогеническом совещании в 1958 г. В. И. Смирнов. Исследования в Казахстане полностью подтвердили эту плодотворную идею, расширили и конкретизировали ее, связали с геотектоническим развитием.

В течение всего времени формирования земной коры континентов с архея на планете проявился ряд геотектонических деструктивно-конструктивных циклов (регулярных либо частных) продолжительностью от 250 до 130 млн. лет, к которым мы приравниваем соответствующие по времени и области распространения металлогенические циклы, а к стадиям развития подвижных зон — металлогенические эпохи (ранние, средние, поздние и после стабилизации — платформенные) и далее к отдельным этапам тектоническим, магматизма, седиментации — металлогенические этапы. Соответственно в Казахстане намечается ряд докембрийских металлогенических циклов, затем каледонский, герцинский, киммерийский, альпийский со своими эпохами и этапами, что находится в общем соответствии с периодизацией, приведенной недавно В. И. Смирновым [7]. Таким образом, обнаруживается упорядочение проявлений рудогенеза в зависимости от времени и характера геотектонических процессов в конкретных структурных элементах земной коры — геотектоногенах каркасного и линейного типов [3, 9].

В результате воздействия геотектонического цикла в определенном подвижном участке земной коры происходила сначала деструкция, а затем образование новой структуры, отличающейся от прежней той или иной регенерацией ранее существовавшей земной коры на всю ее мощность (обычно сиалитизация), наслоением нового структурного этажа. Земная кора в своем развитии как бы переходит на новую ступень в ряду протобазальт—внутриконтинентный ороген. Отсюда и название новой гипотезы периодического ступенчатого развития земной коры под влиянием глубинных подвижных зон, которая разрабатывается в Казахстане, начиная с 1965 г. Состав возникавшего нового оруденения зависел как от глубинных подкоровых источников, так и от геохимической специализации (состава) коры периода рудогенеза. С каждым новым циклом и его стадиями возникали свои, все более сиалитизированные регулярные серии и ряды геологических формаций и связанных с ними изменяющих-

ся последовательных рудных формаций. Такая закономерность хорошо прослежена на примерах ряда провинций и поясов.

Поскольку в линейных и каркасных системах формационные серии и ряды занимают определенное пространственное положение, имеется возможность устанавливать латеральную и вертикальную зональность оруденения в каждом регионе, его структурных этажах и ярусах. Нижние ярусы обычно содержат сидерофильное или сидеро-халькофильное оруденение (в зависимости от «зрелости» земной коры и глубины деструкции), средние — халькофильное и верхние — халько-литофильное. Латеральная зональность более отчетлива в металлогенических поясах, в которых структурно-формационно-металлогенические зоны занимают продольно согласное положение с более ранним оруденением в стержневых частях. Подобная схема обычно усложнена, благодаря пространственному совмещению и телескопированности оруденения.

Главные металлогенические циклы Казахстана — каледонский и герцинский. В ранние эпохи возникали формации руд хрома, железа, марганца, ванадия, фосфора, колчеданов, меди, свинца и цинка. Средние эпохи характеризуются меднопорфировым, свинцово-цинковым и золотым оруденением. Поздние эпохи генерировали оловянное, вольфрамовое, молибденовое и комплексное редкометальное оруденение. В целом соответствующие металлогенические эпохи разных циклов содержат близкий спектр элементов, различия касаются масштабов проявления тех или иных полезных ископаемых.

Согласно ранее утвердившимся взглядам, выделяются металлогенические эпохи по возрасту наиболее представительных месторождений [5]. На этом основании устанавливаются эпохи накопления железа, марганца, хрома, свинца и цинка и др. без привязки данных проявлений к их положению в определенных временных рядах рудных формаций. Серии рудных формаций зон считаются последовательными, а не последовательно-циклическими. Таковы различия в положениях двух основных конкурирующих концепций.

Глубинные разломы и их роль. После успешного использования контроля глубинных разломов при прогнозировании редкометального оруденения продолжалось их специальное изучение. Помимо разнообразия, глубинности заложения, протяженности, характера проявления, обнаружились четыре существенные качественные категории разломов: 1) деструктивные глубинные разломы, нарушающие земную кору, служащие элементами палеорифтов, раздвигов; 2) разломы — магмоводы, крутопадающие каналы тепломассопотоков и проводники магм из верхней мантии и глубин земной коры к поверхности; 3) внутрикоровые межслоевые и секущие зоны срывов и тангенциального скольжения пластин земной коры, включая зоны смятия, надвигов, протрузий альпинотипных гипербазитов («волноводы» внутри земной коры и на границе с мантией); 4) ортогональные системы разломов фундамента периодической активизации.

Первая и вторая категории разломов образуют параллельные, тесно сопряженные системы глубинной подвижной зоны, функционирование которой в основном определяет деструктивно-конструктивное проявление геотектонического цикла. Глубинным подвижным зонам свойственны длительность развития, многократность активизации.

По разломам третьей категории происходили сначала раздвиги пластин земной коры, а затем их сближение, столкновение с образованием надвигов, шарьяжей, линейной складчатости, меланжа. Относительная замкнутость функционирования этих систем (внутрикоровые) способствовала развитию метаморфизма, рассланцевания и расслоенности разреза земной коры (*в том числе и по геофизическим параметрам*).

Четвертая категория разломов (результат ротационного режима планеты) вследствие их перекрытости проявлена главным образом в геофизических полях, однако в том случае, когда они занимают поперечное

или диагональное положение относительно структурно-формационных зон провинций и поясов, в местах сопряжения предпочтительнее локализуются рудные узлы (повышение сквозности). Это хорошо известные разломные системы антикавказского, антиуральского, антитяньшанского, антиалтайского, античуилийского направлений. Следовательно, рудоконтролирующими и рудоконцентрирующими следует считать сопряжения разломов.

Значение для металлогении типа разреза земной коры, на которой закладывалась очередная глубинная подвижная зона, обнаружилось еще в 1958 г. для эндогенного редкометального оруденения и несколько позднее — для остального [2, 9]. Тогда же на этой основе были выделены планетарные редкометальные пояса первого ранга (многие тысячи километров), пояса эндогенного оруденения второго ранга (первые тысячи километров) и третьего ранга (сотни километров).

В разрезе земной коры континентов по геофизическим параметрам и составу условно выделялись (сверху вниз): седиментный слой (возможно, его лучше разделить на рыхлый чехол и вулканогенно-осадочный слой), метагранитный, метадиоритовый и метабазальтовый слои, залегающие на верхней мантии. Оказалось, что в зависимости от уровня зарождения тепломассопотоков в глубинной подвижной зоне, степени влияния состава и геохимической специализации слоев на пути транзита находился и состав продуктивных геологических и рудных формаций. Первые попытки анализа металлогении с этих позиций оказались обнадеживающими и получили в дальнейшем свое развитие. Были выведены коэффициенты степени зрелости земной коры на основе мощностей ее слоев: $K_б$ — базальтоидности, $K_г$ — гранитизации, $K_{дф}$ — дифференцированности [9], позволившие перейти в дальнейшем к количественным показателям [3, 8 и др.],

Таким образом, глубинная подвижная зона как разрывная система повышенной подвижности и сквозности в земной коре и верхней мантии, включающая серии глубинных разломов и заключенные между ними фрагменты пород различных слоев, шириной в десятки и первые сотни километров, служащая главной формой первоначальной деструкции земной коры, главным каналом глубинных тепломассопотоков и формой взаимодействия мантии и земной коры, пришла на смену упрощенной геосинклинальной модели. Она, кстати, решает и проблему всякого рода активизаций, качественные последствия которых зависят от мощности и характера первоначального импульса деформаций и типа разреза земной коры, который подвергся регенерации.

Причиной возникновения глубинной подвижной зоны считается взаимодействие внутрипланетных факторов (прочностные свойства разных уровней тектоносферы, термоаномалии, вязкость, дифференциация) с космическими (ротационные напряжения, изменение положения оси вращения, гравитационные аномалии на орбитах), в результате которых по геоиду периодически проходит деформационная волна (сменяющиеся зоны сжатия и растяжения) [9 и др.].

Систематика рудных формаций. Формационный метод применительно к рудным месторождениям впервые широко использовал В. А. Обручев. Современное истолкование понятия «рудная формация» и его приложение к разнообразным месторождениям мира мы находим в книге В. И. Смирнова [6]. Конкретизация систематики первоначально для редкометальных месторождений, а затем для всех остальных была выполнена автором [3, 10]. Несмотря на то что все исследователи близки к единому пониманию термина «рудная формация», предлагаемые систематики все же отличаются многообразием подходов и оценкой влияния тех или иных качественных признаков. В то же время требования к систематике остаются достаточно устойчивыми: простота, непротиворечивость, ранговость, применимость, наибольшее приближение к природным объектам. Исходя из этого и учитывая имеющийся опыт, можно использовать такую схему:

Класс формаций — магматогенный.
Группы (генетические) — магматическая, эпимагматическая, пегматитовая, карбонатитовая, контактово-метасоматическая, скарново-карбонатно-грейзеновая, альбитит-грейзеновая, грейзеново-кварцевожильная, кварцевожильная, гиповулканогенная («порфировая»), вулканогенная (колчеданная и др.), вулканогенно-осадочная и др.

Класс формаций — метаморфогенный.
Группы — ультраметаморфическая, метаморфическая, динамометаморфическая, смешанная (полигенная)

Класс экзогенных формаций.
Группы — остаточная, гидрогенная, кластогенная.

Далее следуют собственно формации и их главные качественные признаки в таком порядке: название формации (по металлу, для нерудных — по главному используемому минералу или ассоциации) → типовое месторождение → минеральный тип → главные рудообразующие минералы → → элементы-спутники → формы рудных тел → материнские геологические формации → металлогенические эпохи (ранние, средние, поздние).

Этим достигается полнота сведений и достаточная сумма признаков, позволяющая принимать однозначные решения при отнесении месторождений к той или иной формации. Полагаем, что метаморфизованные месторождения правильнее оставлять в их первоначальных классах и группах, поскольку в них преобладают признаки их первичного происхождения (родство с геологической формацией, типоморфизм, ассоциация элементов и, наконец, само происхождение). Указанный подход в целом соответствует последним обобщениям в этой области [1, 6, 8].

В серии книг «Металлогения Казахстана» [4] выделены сквозные мегаряды формаций (например, молибденово-медно-железо-свинцово-цинковый), затем ряды формаций (молибденово-железо-медно-свинцово-цинковый) и сами формации с перечислением всех компонентов (фосфорно-медно-свинцово-цинково-железорудная) и с разделением их на минеральные типы (серицит-кварц-баритовый галенит-сфалеритовый, например Жусабай). Широко известные вулканогенные колчеданно-полиметаллические месторождения Рудного Алтая отнесены к молибден-медно-железо-свинцово-цинковому мегаряду, в молибден-железо-медно-свинцово-цинковый ряд формаций, серицит-хлорит-кварцевый галенит-халькопирит-сфалерит-пиритовый минеральный тип (Тишинское, Белоусовское, Иртышское и др.) [4].

Эндогенные рудные месторождения. В металлогенических провинциях и поясах Казахстана представлено большое разнообразие рудных месторождений, главным образом каледонского и герцинского циклов.

После известных работ В. И. Смирнова, Я. Н. Белевцева и др. в литературе все чаще стали употребляться при описании месторождений термины «полигенные», «полихронные», «метаморфогенные», отражающие сложную историю их формирования, что явилось определенным прогрессом. Выявились, однако, и негативные явления. Нередко, оперируя этими понятиями, авторы мало освещают подлинные условия самого главного первичного рудообразования и подменяют вторичными изменениями происхождение месторождений. В частности, наложенные поздние преобразования дали основание ряду исследователей относить колчеданно-полиметаллические месторождения Рудного Алтая не к ранней девонской эпохе, а ко времени позднегерцинского преобразования, без всякого основания удлинить период накопления руд, оторвав их от породившего девонского вулканизма и от процесса рудообразования. В других случаях употребление этих терминов стало заменять глубокое исследование процессов рудоконцентрации.

В самом деле, первичные руды каждого эндогенного месторождения, если к тому же они достаточно древние, подвергались многократным преобразованиям: при воздействии последующих порций растворов (несколько генераций), затем остаточного регрессивного потока растворов, термальных воздействий позднего магматизма и тектонических движений

(разрывы, складчатость и др.), окисления с поверхности. Например, при образовании субмаринных вулканогенных руд одновременно формировались седиментные пластовые руды на дне бассейнов и гидротермально-метасоматические — вдоль корневых трещинных каналов.

Перечисленные процессы совершались поэтапно и, естественно, заняли продолжительный период времени, что дало основание считать руды полихронными, выходящими за пределы металлогенических эпох.

Метаморфизм даже седиментных руд начинался с диагенеза, затем следовало воздействие метаморфизма погружения, динамометаморфизма, а вблизи поздних интрузий еще и контактового. Таким образом, почти все месторождения становились «полигенными», «полихронными» и «метаморфогенными». Оказалась обесцененной сама идея. Чтобы сохранить ее прогрессивное значение, по-видимому, следует эти понятия ограничить определенными рамками.

Полигенными следует считать месторождения, рудное вещество которых накапливалось при разных процессах из различных источников и каждый из них поставлял значимое количество металла. Например, в случае наложенного контактового метаморфизма происходил дополнительный привнос рудного вещества иного состава в сформированные ранее рудные тела (Саяк — первичные вулканогенные Cu-Fe руды, повторный привнос со стороны гранитоидов Cu, Mo, Co и др.).

Полихронными являются месторождения, руды которых образованы в течение нескольких металлогенических периодов или эпох; каждая эпоха сопровождалась привносом неодинаковых веществ (Каратас в Северном Прибалхашье, где более древние стратиформные железные руды были обогащены медью и молибденом в каледонский и герцинский циклы; обогащенные поздним молибденом железные руды Сарбай-Соколовского месторождения и др.).

Метаморфогенными, по смыслу самого термина, являются руды, вещество которых возникло за счет преобразования и экстракции из вмещающих пород (а не ранних руд) именно в процессе метаморфизма соответствующего уровня (мамские слюдоносные пегматиты, рутилоносные эклогиты, графитовые, кианитовые сланцы и др.).

Остальные месторождения, руды которых первоначально формировались при других процессах и в последующем при метаморфизме не изменили основной элементный состав, следует считать метаморфизованными (контактово-, динамо-, термально-) и в систематике помещать согласно первичному процессу рудонакопления (скарнированные вулканогенные руды Тургая, ванадиеносные сланцы Каратау и др.). В результате точнее определится генезис и сохранится необходимость изучения процессов первичного рудообразования и всех последующих изменений, происшедших с рудами, и будут особо выделены немногие подлинные полигенные, полихронные и метаморфогенные месторождения.

Перечисленные геологические факторы рудообразования, дополненные определением физико-химических условий (петрофизическое изучение среды, анализ состава и фазового состояния рудоносных растворов, типов комплексных соединений металлов, $P—T$ условия, изотопия, радиохронология), позволили перейти к построению генетических моделей типовых месторождений ведущих формаций.

Прогнозирование. Потребности планирования развития народного хозяйства на длительные сроки побуждают специалистов разных направлений переходить от качественных прогнозов, сыгравших положительную роль в оптимизации поисково-разведочных работ, к количественным. Здесь наметились две тенденции: геологического прогноза с использованием вспомогательного аппарата математики и собственно математического прогноза, опирающегося на законы статистики, данные корреляции и моделирования.

Сторонники второго направления ссылаются на противоречивость геологических и генетических построений, отсутствие формализованного языка, устойчивых количественных оценок значимости конкретных фак-

торов, которые якобы исключают возможность объективного анализа. Однако при всей строгости математического аппарата при переходе к расчетной оценке перспектив на конечной стадии применяются произвольные коэффициенты со значениями, отличающимися на два порядка. Тем самым в конечный результат вводится большой элемент случайности.

Перспективы улучшения имеет собственно геологический прогноз, максимально приближенный к природной реальности, основанный на глубоком понимании как процесса рудообразования, его масштабов, так и закономерностей размещения и сохранности оруденения в конкретном геологическом пространстве. При этом используются в интегрированном виде накопленный опыт по исследованию конкретного региона, его рудоносных и рудных формаций, продуктивности формаций, геохимические, металлогенические особенности, данные по разведке типовых месторождений.

В частности, при составлении количественных прогнозов по Чу-Илийскому и другим рудным поясам переход от качественных оценок к количественным разной степени достоверности строился от конкретного месторождения к рудному полю, затем рудному узлу, рудной зоне, металлогенической зоне и, наконец, всему поясу на основе изучения каждой рудной формации. Учитывалась продуктивность (и сохранность!) структурных ярусов и этажей. Оценки давались по категориям D, E, F (продолжение принятой классификации запасов A, B, C_1, C_2) доступных для твердых ископаемых в ближайшие десятилетия глубин (1—1,5 км).

Вспомогательное значение имеет геофизическое моделирование, когда методом распознавания образов изыскиваются комплексные геофизические поля, блоки, максимально приближенные по своим параметрам к моделям типовых объектов разных масштабов.

Облегчает количественный прогноз знание закономерностей размещения конкретных рудных формаций в продуктивных ярусах металлогенических эпох в соответствии с гипотезой ступенчатого развития земной коры, «шаги» в размещении рудных узлов и другие особенности, которые можно выразить как пространственную модель рудоносности конкретного геотектоногена, рудного пояса или провинции.

Важным результатом выполненного прогноза оказался вывод о том, что, несмотря на исчерпание в основном резерва выходящих на поверхность еще не открытых месторождений, прогнозируемые ресурсы скрытых на глубине руд довольно значительны. Требует также пересмотра укоренившееся мнение об ограниченной глубине образования и распространения месторождений, поскольку продуктивность этажей и ярусов сохраняется даже в условиях амфиболитовой фации метаморфизма (т. е. до глубины 10—15 км и более). Видимо, с еще больших глубин были приближены к поверхности протрузии древних гипербазитов, эклогитов, гранулитов с высокобарическими минералами. Избыточное давление возникало в процессе столкновения блоков и выжимания будин вдоль узких стрессовых каналов, представленных сейчас вскрытыми денудацией зонами смятия и меланжем. Таким образом, практически весь разрез земной коры содержит концентрации металлов и другого минерального сырья. Определенное значение для прогноза элементного состава минеральных ресурсов скрытых рудоносных областей имеет его зависимость от типа разреза земной коры, что было продемонстрировано на примере Южного Казахстана еще в 1962 г.

Заключая краткий обзор проблем металлогении Казахстана, следует обратить внимание на многие нерешенные вопросы, в том числе механизм геотектоники, периодичность металлогении докембрия, регулярность в размещении продуктивных ярусов, а в их объемах — рудных узлов и полей, критерии перспективности рудоносных геологических формаций. Пока нет общепринятой систематики рудных формаций и устоявшейся методики количественного прогноза, спорным все еще является генезис многих типовых полигенных месторождений. В ряде случаев выдвигают-

ся и постулируются субъективные концепции, отстающие от современного уровня знаний (связь колчеданных руд с кислыми интрузиями, отрицание цикличности геотектонических и металлогенических процессов и др.).

В то же время на материалах по Казахстану развивались прогрессивные идеи в области многоступенчатого формирования земной коры и связанной с этим металлогении, роли глубинных разломов и глубинных подвижных зон, зональности рудных поясов и провинций, вулканогенного рудообразования, строения гранитных плутонов и размещения редкометальных месторождений, структур рудных полей и многие другие. Они возникали в процессе всестороннего комплексного исследования крупных регионов большими коллективами и детального изучения рудных полей и руд, проводившихся в Казахстане исследователями местных и центральных учреждений.

Возросший уровень знаний, оптимизация на этой основе поисково-разведочных работ позволили значительно расширить минеральные ресурсы провинций и поясов Казахстана на многие виды полезных ископаемых.

ЛИТЕРАТУРА

1. Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968. 720 с.
2. Геология и металлогения Успенской тектонической зоны (Центральный Казахстан). Т. 1—6. Алма-Ата: Наука, 1967—1969.
3. Металлогенические провинции и пояса Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1983. 239 с.
4. Металлогения Казахстана. Рудные формации. Месторождения руд свинца и цинка. Алма-Ата: Наука, 1978. 267 с.
5. *Сатпаев К. И.* Избранные труды. Т. 3. Алма-Ата: Наука, 1968. 314 с.
6. *Смирнов В. И.* Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1982. 670 с.
7. *Смирнов В. И.* Эндогенное рудообразование в геологической истории.— Геология руд. месторождений, 1982, № 4, с. 3—20.
8. Чу-Илийский рудный пояс. Т. 1—6. Алма-Ата: Наука, 1979—1980.
9. *Щерба Г. Н.* Геотектоногены и рудные пояса. Алма-Ата: Наука, 1970. 184 с.
10. *Щерба Г. Н.* Очерки металлогении Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1981. 240 с.

УДК 553.078:553.08(574)

А. А. АБДУЛИН

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В КАЗАХСТАНЕ

За годы после Великой Октябрьской социалистической революции Советский Казахстан сделал гигантский шаг вперед в развитии экономики, культуры и науки. В течение сравнительно небольшого периода времени на его территории открыты и разведаны многие месторождения металлических и неметаллических полезных ископаемых, которые используются в народном хозяйстве страны. В результате систематических научных исследований достигнуты большие успехи в познании сложной, длительной истории геологического развития Казахстана и в выявлении месторождений разнообразных генетических типов, формационной принадлежности и минеральных видов. Это позволило начать в 40—50-х годах и в дальнейшем с успехом проводить металлогенические исследования, развивавшиеся в общем плане советской металлогенической школы.

Металлогеническая наука в Казахстане имеет благодатную почву. Разнообразие геологоструктурных элементов, широкие вариации магматических образований по составу и возрасту, разнообразие тектонических режимов определили формирование большого числа месторождений разного состава, возраста и генезиса. Поэтому не случайно, что I Всесоюз-

ное металлогеническое совещание состоялось в 1958 г. в столице Казахстана и в основе дискуссии о направлениях в металлогенических исследованиях и о металлогеническом картировании были данные о рудных месторождениях Казахстана и его металлогении.

В дальнейшем Всесоюзные металлогенические совещания проводились регулярно, на них подводились итоги исследований в этой области, обсуждались новые идеи и намечались пути дальнейшего развития этой науки.

Широкий подход к процессам рудообразования, признание многих путей генезиса рудных месторождений для решения региональных проблем металлогении требуют, как это неоднократно подчеркивал К. И. Сатпаев, применения комплексного метода, т. е. использования данных всех отраслей геологической науки: стратиграфии, петрографии, литологии, минералогии, тектоники, результатов геофизических исследований. Признавая это положение в качестве руководящего принципа, геологи Казахстана уже в течение многих лет проводят комплексное изучение рудных регионов и региональных рудоносных зон.

Комплексные исследования в Казахстане в последние 15—20 лет значительно усилились. Очевидно, они должны иметь различный масштаб и быть ориентированы на решение конкретных задач в соответствии с их масштабом. Как правило, разномасштабные работы концентрируются в одном регионе для более полного, всестороннего охвата вопросов рудогенеза. Можно выделить три главных направления работ, отражающих их масштабность: 1) геология, структура, минералогия, геохимия, условия образования крупных месторождений и рудных полей, моделирование процессов рудообразования; 2) комплексные геолого-геофизико-металлогенические работы в крупных горнорудных районах; 3) региональная металлогения Казахстана.

Изучение геологии, структурных особенностей, минералогии и геохимии проводилось Институтом геологических наук АН КазССР, Казахским институтом минерального сырья, Казахским политехническим институтом и другими местными организациями на всех месторождениях черных, цветных, благородных и редких металлов Казахстана. В результате получены новые данные, характеризующие геологическое строение месторождений, имеющие несомненно большой научный и практический интерес. Проведено пометальное обобщение материалов по ряду полезных ископаемых — железу, марганцу, меди, свинцу и цинку, вольфраму и молибдену с составлением классификационной схемы рудных формаций по месторождениям указанных металлов. Уточнены и созданы принципиально новые схемы генезиса рудных месторождений — вулканогенно-осадочные образования железо-марганцевых, свинцово-цинковых руд, сложных комбинированных, полигенных и полихронных месторождений, метаморфогенных месторождений и др.

Минералогическими исследованиями охвачены все крупнейшие месторождения Казахстана. За последнее десятилетие проведено изучение этапности и стадийности на всех типах рудных месторождений, а также минералогии важнейших рудных формаций Казахстана. Значительным достижением минералогических исследований этих лет следует считать установление для большинства месторождений свинца, цинка, меди, железа и марганца многоэтапности в формировании руд, связанной с деятельностью длительно функционирующих магматических очагов. Вслед за месторождениями атасуйского типа многоэтапность рудоотложения была доказана и для многих других свинцово-цинковых и колчеданно-полиметаллических месторождений Центрального Казахстана, а также и для колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая.

Заметные успехи достигнуты в изучении метаморфизма руд. На примере месторождения Текели, заключенного в древних толщах, показано, что даже сильный динамометаморфизм не уничтожает полностью первичную природу руд, не создает рудных скоплений, а лишь преобразует ранее существовавшие.

Развитие микроспектрального и микрорентгеноспектрального анализа, электронной микроскопии и совершенствование методов исследования минерального сырья позволили установить в рудах Казахстана ряд новых минералов (сатпаевит, русаковит, бокит, гуцевичит, альваит и др. в ванадиеносных сланцах, джезказганит — сульфид рения в рудах Джезказгана, ванадиево-мышьяковый минерал в рудах свинцово-цинково-баритовых и полиметаллических месторождений Центрального Казахстана). Обнаружено много минералов, ранее не известных на территории Советского Союза, обширнее стал список минералов, известных на территории республики.

В области геохимии были завершены крупные работы по изучению геохимии серебра на полиметаллических месторождениях, геохимии золота и серебра на колчеданных месторождениях, дана геохимическая характеристика месторождений важнейших рудных формаций Казахстана.

Современная геология характеризуется интенсивным внедрением новых методов исследования, позволяющих изучать не только состав (минеральный, элементный) геологических образований, но и расшифровывать процессы породо- и рудообразования. Это необходимо прежде всего для решения вопросов генезиса месторождений различных рудных формаций, из которых наиболее важными следует считать — источники рудного вещества, возраст оруденения, формы переноса рудных компонентов, причины, способы и условия отложения рудных минералов, их преобразование в результате последующего метаморфизма. К наиболее информативным методам, позволяющим в той или иной мере решать указанные вопросы, относятся методы изотопной геологии и геохронологии, минералого-геохимической индикации процессов породо- и рудообразования и особенно экспериментальные исследования по моделированию процессов минерало- и рудообразования.

Методами изотопной геохронологии установлен байкальский возраст метаморфизма в Мугоджарах, выделены этапы гранито-рудообразования и метаморфизма в Чу-Илийском рудном поясе; в Кенгир-Акбайском рудном поле определен полигенный телескопированный характер редкоэлементного оруденения.

Методами изотопии свинца выявлено, что формирование рудного свинца промышленных полиметаллических месторождений в Казахстане связано с шестью эпохами. Новые данные по изотопному составу рудного свинца и стратиграфическим уровням локализации оруденения в Каратау, Рудном Алтае, Северо-Западном Прибалхашье позволили по-новому подойти к генезису и прогнозу месторождений в указанных районах.

Данные по изотопному составу серы рудных минералов позволили предположить преимущественно коровый источник серы для свинцово-цинковых месторождений Каратау и Джунгарского Алатау, глубинно-магматический — для колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая и медно-порфировых — Прибалхашья, смешанный — для месторождений Атасуйского района.

Применение методов индикаторной геохимии радиоактивных изотопов дало возможность установить для некоторых месторождений спорного генезиса способы отложения рудного вещества. Кроме того, разработаны радиометрические методы прогнозирования и поисков редкометальных, медно-порфировых, золоторудных и других месторождений.

В результате экспериментального изучения параметров рудообразования месторождений главных рудных формаций Казахстана выявлены температурные интервалы отложения рудных минералов и особенности состава рудообразующих флюидов.

В последние годы большое внимание уделялось комплексному геолого-геофизико-металлогеническому изучению важнейших горнорудных районов с привлечением большого коллектива геологов-производственников. Такие работы проводились в Успенской тектонической зоне, на Рудном Алтае, в Мугоджарах, в Каратау, в Тургае, в Северном Казахстане.

Они выполнялись по единому плану с участием специалистов разных направлений. В результате проведенных исследований изучена геологическая история развития указанных территорий, выяснены условия формирования и закономерности размещения месторождений черных, цветных, благородных и редких металлов, определена перспективность площадей, на которых выделены прогнозные участки для постановки поисково-разведочных работ. В результате комплексного изучения Чу-Илийского рудного пояса на выделенных прогнозных площадях проектируются поисково-разведочные работы. По этому поясу впервые сделана попытка количественного прогнозирования полезных ископаемых, что позволяет критически оценивать прогнозные площади с установлением значимости и очередности проведения поисково-разведочных работ.

Не меньшее внимание уделялось изучению региональной металлогении Казахстана. Как известно, одним из крупных металлогенических обобщений явилось составление комплексной прогнозно-металлогенической карты Центрального Казахстана в середине 50-х годов, выполненное большим коллективом геологов Института геологических наук АН КазССР и производственных организаций под научно-методологическим руководством К. И. Сатпаева. Эти работы получили в институте дальнейшее развитие.

Крупная сводная работа по металлогеническому районированию Казахстана была проделана в 1967 г., и результаты ее доложены на V Всесоюзном металлогеническом совещании в г. Фрунзе. Проведен металлогенический анализ складчатых областей Казахстана и прилегающих регионов Средней Азии, основанный на принципе тесной взаимосвязи и взаимообусловленности процессов литогенеза, тектоники, магматизма и рудообразования с комплексным формационным анализом осадочных, магматических и рудных образований. В результате обобщения материалов выявлены определенные закономерности распределения железорудной, медной, полиметаллической и редкометальной минерализации.

В 1970 г. подготовлен первый вариант металлогенической карты Казахстана масштаба 1 : 1 000 000, которая демонстрировалась на VI Всесоюзном металлогеническом совещании в г. Владивостоке.

В 70-е годы были подготовлены к изданию результаты исследований по закономерностям размещения месторождений, главным образом металлических полезных ископаемых на территории Казахстана. В 1977 г. вышел первый том серии «Металлогения Казахстана», посвященный типам структурно-формационных комплексов и тектоническому районированию палеозоид. В последующем вышли в свет монографии этой серии, посвященные рудным формациям месторождений руд хрома, титана, ванадия, силикатного никеля и кобальта, бокситов, свинца, цинка, меди, железа, редких металлов, элементов-примесей. В результате уточнены и детализированы закономерности пространственного и хронологического размещения рудной минерализации, обоснована на новейшем материале парагенетическая связь эндогенного оруденения с определенными типами тектоно-магматических комплексов. Учитывая положение об исторической и причинной взаимосвязи процессов литогенеза, магматизма, тектоники, метаморфизма и рудогенеза, для месторождений Казахстана были сформулированы новые понятия о рудных и о металлогенических формациях (комплексах). Установлены собственные эволюционные ряды крупных формаций, выдвинута гипотеза о специализации магматических формаций на флюиды, способные экстрагировать из окружающей среды определенные спектры рудных компонентов.

С учетом разработанных положений в 1975 г. была составлена карта металлогенических комплексов Казахстана масштаба 1 : 1 500 000, а в 1979 г. совместно с геологами Узбекистана — карта металлогенических комплексов Казахстана и Средней Азии масштаба 1 : 500 000. Эта карта демонстрировалась на IX Всесоюзном металлогеническом совещании в 1979 г. в Ташкенте. Одним из важных достижений в изучении истории геологического развития Казахстанско-Среднеазиатского сегмента является подтверждение ранее высказанной идеи о связи структур

Урала и Тянь-Шаня и установление продольной металлогенической зональности. Практическое значение указанных металлогенических исследований заключается в оценке вероятной промышленной рудоносности отдельных районов Средней Азии и Казахстана на базе сравнительного анализа истории геологического развития этих районов.

В Институте геологических наук им. К. И. Сатпаева развивается и другое металлогеническое направление, основанное на гипотезе ступенчатого развития земной коры Казахстана и процессов, осуществляемых в геотектоногенах под влиянием глубинных подвижных зон.

В дальнейшем металлогенические исследования в Казахстане будут неуклонно развиваться. В области изучения геологии, структур, минералогии, геохимии, экспериментальных работ по рудообразованию предполагается дальнейшее углубленное изучение типовых крупных месторождений и рудных полей с созданием объемных моделей их формирования. Будут шире применяться и совершенствоваться изотопные и экспериментальные методы исследования рудообразования с внедрением новых методов изучения вещества на минеральном, атомном и ядерном уровнях.

Комплексные геолого-геофизико-металлогенические исследования будут сосредоточены на изучении геологии и металлогении Балхашского сегмента земной коры Казахстана, а также Северного Казахстана, Рудного Алтая, в Каратау. Для наиболее важных горнорудных районов предполагается создание геодинамических моделей эволюции земной коры с объяснением роли общегеологических процессов в рудогенезе, с установлением пространственно-временны́х закономерностей размещения полезных ископаемых и решением вопроса развития производительных сил.

В области региональной металлогении предполагается дальнейшее уточнение классификационной схемы рудных формаций, детализация их естественных рядов, а также более углубленное изучение факторов, определяющих петрологическую, геохимическую и металлогеническую специализацию отдельных блоков земной коры, выяснение причин горизонтальной и вертикальной зональности в проявлении разнотипных рудных образований и эволюции их состава во времени, проведение палеометаллогенических реконструкций по важнейшим стратиграфическим уровням. Намечается разработка теоретических основ поисков глубокозалегающих рудных месторождений, дальнейшее совершенствование методики составления металлогенических карт.

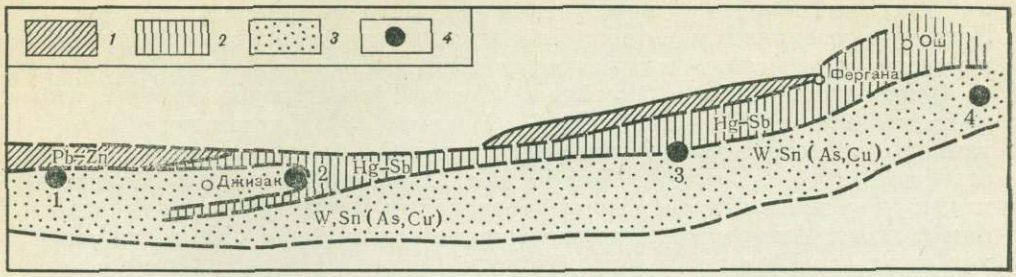
Решение указанных вопросов внесет определенный вклад в развитие металлогенической науки и планирование поисково-разведочных работ в республике.

УДК 553.411:550.812.01(235.216)

И. Х. ХАМРАБАЕВ, Э. ИСКАНДАРОВ, А. И. ХАМРАБАЕВ

ТЕОРЕТИЧЕСКОЕ И ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ИЗУЧЕНИЯ ШЛАКОВ ДРЕВНЕЙ МЕТАЛЛУРГИИ ИЗ НУРАТИНО-АЛАЙСКОГО РЕДКОМЕТАЛЬНОГО ПОЯСА (ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)

Многометальный характер рудопроявлений в Южном Тянь-Шане был подмечен давно, особенно после работ Таджикско-Памирской экспедиции (1933—1936 гг.). Главнейшей закономерностью размещения этих рудопроявлений является их поясовое положение, установленное трудами В. И. Москвина, В. И. Смирнова и А. А. Саукова. Последующие исследователи лишь подтвердили и уточнили эту закономерность. В 60-х годах в Южном Тянь-Шане выделяли Южноферганско-Кызылкумский полиме-



Фиг. 1. Схема расположения рудных поясов и древних шлаковых полей в Южном Тянь-Шане

1—3 — рудные пояса: *1* — Южноферганско-Кызылкумский полиметаллический, *2* — Южно-Ферганский ртутно-сурьмяный, *3* — Нуратино-Алайский редкометальный; *4* — шлаковые поля (цифры на схеме): 1 — Ухумское, 2 — Баш-Пшагарское, 3 — Канское (Сохское), 4 — Акджилго-Чалкуйрукское

таллический, Южно-Ферганский ртутно-сурьмяный и Нуратино-Алайский редкометальный пояса. В. И. Смирнов, А. А. Сауков, а позже В. П. Федорчук, Н. А. Никифоров и др. обстоятельно изучили и выявили многие закономерности образования и размещения ртутно-сурьмяных месторождений в Южно-Ферганском поясе.

В. И. Смирновым [6] была высказана идея о кулисообразном расположении рудных тел внутри упомянутого пояса, которая в дальнейшем подтвердилась; Южно-Ферганский полиметаллический пояс неоднократно изучался Г. Г. Кравченко и др. Однако в целом, как нам представляется, потенциал этого региона еще далеко не полностью раскрыт и оценен. В таком же положении, по нашему мнению, находится и Нуратино-Алайский редкометальный пояс[1]. Ряд площадей с благоприятной геологической позицией, а также месторождений, которые неоднократно разведывались или частично разрабатывались в древности или в наше время, можно считать потенциально рудоносными, требующими переоценки.

В связи с этим Институтом геологии и геофизики им. Х. М. Абдуллаева АН УзССР с 1980 г. в пределах Нуратино-Алайского пояса проводятся научные исследования по переоценке металлоносности. В оценочных работах авторами применяется комплекс геологоструктурных, минералого-геохимических, петрографических и петрофизических критериев, разработанных ими на примере скарново-редкометальных месторождений Западного Узбекистана.

Наряду с геологическими критериями для оценки перспектив конкретных площадей и объектов авторы использовали и другие факторы, имеющие исторический или экономический характер,— это древние выработки и шлаки древних плавок руд, сохранившиеся на некоторых рудных полях. В настоящей статье освещаются результаты исследования древних шлаков, собранных в районах верховьев рек Сох и Акбура, в пределах Нуратино-Алайского редкометального пояса (фиг. 1).

К истории изучения древних шлаков. Первое подробное петрографическое изучение шлаков проводилось И. Х. Хамрабаевым [8] на древних шлаках плавки железо-марганцевых руд из гор Каратюбе. В дальнейшем им совместно с Э. Искандаровым исследовались древние шлаки из районов Ухумского, Баш-Пшагарского и некоторых других рудопроявлений [10]. Эти авторы указывали, что изучение древних шлаков может дать дополнительный критерий для поисков и оценки рудных месторождений. Ими шлаковые расплавы как древней плавки, так и современной металлургии, рассматривались как рудоносные физико-химические систе-

[1] Кроме вольфрама, одним из существенных компонентов руд в месторождениях данного пояса является медь, которая представляла в древности, по-видимому, основной объект металлургии.

мы, в которых широко распространены явления ликвации и несмесимости. Поэтому проводилась некоторая параллель между шлаковыми системами и рудоносными магматическими расплавами.

О шлаковых полях в бассейне р. Сох в Туркестанском хребте упоминается в известной работе М. Е. Массона [5]. Он пишет: «В пору раннего средневековья Фергана была страной, где происходила добыча серебра и особенно золота. Добыча последнего производилась в разных местах, но главным образом концентрировалась в трех районах: на окраинах столицы Ахсыкента, в горном округе Некад (т. е. 50 км на юг и юго-восток от Кувы) и в горном округе Верхняя Несья...» Этот последний округ соответствовал горной части бассейна р. Сох и представлял одну из четырех групп месторождений меди, указанных в этой работе. О нем читаем дальше: «Куски шлаков с корольками меди и медной зеленью, встречающиеся в разных местах по боковым притокам р. Сох, указывают на места выплавки этого металла из руды» [5, с. 27]. Этими исследованиями, насколько известно авторам, исчерпывается обзор изученности древних шлаков из Нуратино-Алайского редкометального пояса.

Изучение древних шлаков имеет научное и практическое значение. Наличие шлаков указывает на существование в этом районе месторождений полезных ископаемых, добывавшихся в древности. Поэтому результаты изучения древних шлаков, а также древних выработок могут служить дополнительным поисковым признаком и оценочным критерием.

Теоретическое значение сводится к тому, что изучение металлургических процессов и их продуктов (в частности, шлаков) позволяет пролить свет на некоторые вопросы петро- и рудогенеза (механизм отделения рудообразующих компонентов от расплава и др.). Это было подчеркнуто в одной из публикаций авторов [10]. Памятуя это, авторы в процессе полевых работ обследовали шлаковые поля у кишлака Кан по р. Сох и в районе Акджилга-Чалкуйрукского рудного поля в верховьях р. Акбура (см. фиг. 1).

Шлаки современной металлургии обстоятельно изучены В. В. Лапиным [4], что позволяет сделать необходимые в нашем исследовании сопоставления.

Шлаковое поле Кан[1]. Это поле находится в среднем течении р. Сох, в восточной части Туркестанского хребта. Оно расположено на северо-восточной окраине кишлака Кан, вблизи впадения в р. Сох ее правого притока — сая Алтынджилга. Площадь видимой части шлакового поля около 50×70 м при толщине слоя шлака от 0,3 м на юге до 1,5 м и более на севере. Посередине поля проходит дорога. В северной части отвалы шлака скрываются под приусадебными посевами.

Шлаки этого поля самые разнообразные по структуре — от чисто стекловатых, сильно пузырчатых до тяжелых, существенно кристаллических и плотных. В них часто попадаются включения белых и красноватых рудных корольков и обособлений величиной от 0,2 мм до 4—5 см, примазки медной зелени (малахита) и тонкие изумрудно-зеленые иголочки брошантита. В стекловатых шлаках, напоминающих пузыристый обсидиан, встречаются остатки древесного угля и флюса — кварца и известняка. На восточной окраине шлакового поля отвалы древней рудоразборки представляют собой куски темно-зеленых мелкозернистых пироксеновых и пироксен-амфиболовых скарнов, содержащих густую вкрапленность халькопирита, реже пирротина (фиг. 2). Эти образования очень напоминают скарново-сульфидные руды месторождения Койташ в Северном Нуратау, но шеелита они не содержат. Спектральным анализом в них установлены лишь сотые доли процента вольфрама и больше 1% меди. Такое же количество меди (1% и более) определено спектральным анализом во всех образцах шлаков из этого поля. Некоторые из них (мелко-

[1] О существовании этого поля, его точном местоположении, а также других объектов древнего горного промысла в этом районе авторам любезно было сообщено местными жителями тов. Хаджибаевым, Юлдашбаем и др.



Фиг. 2. Окварцованный пироксеновый скарн (светлое) с вкрапленностью халькопирита и пирротина (темное). Древний рудный отвал; Канское шлаковое поле. Шлиф НАРО-82-81, увел. 9



Фиг. 3. Выделение двухфазного королька в полустекловатом шлаке (серое — сульфид меди, белое — металлическая медь); Акджилгинское поле. Шлиф НАРО-82-91/б, увел. 10

кристаллический шлак НАРО-82-80/1) содержат, кроме вольфрама, еще сотые доли процента молибдена, сурьмы, десятые доли — мышьяка.

Шлаки Акджилга-Чалкуйрукского рудного поля. В Акджилга-Чалкуйрукском рудном поле шлаковые поля, по сообщению местных геологов, находятся в нескольких труднодоступных местах, по-видимому, близко

от древних рудных разработок. Нами опробован лишь один выход на правом берегу р. Чалкуйрук у слияния ее с р. Сарыкой.

Выход шлаков в виде прерывистого горизонта видимой мощностью 0,5 м приурочен к основанию древнего оползня над древнечетвертичными отложениями. Как оползневая масса, так и шлаки снесены в исторические времена с высокого плато, возвышающегося над этим местом на 300—250 м. Таким образом, горизонт шлака находится во вторичном залегании. Об этом свидетельствуют частично пропитанные медной зеленью кости, лежащие вперемешку с кусками шлака. Среди шлаков этого участка преобладают стекловатые и полукристаллические разности, нередко с корольками металла (штейна) и остатками флюса. Очень эффектны агрегаты пластинчатых кристаллов пироксена с черной блестящей поверхностью, выделившихся в пустотках шлака. В пробах этих шлаков содержатся медь, свинец, цинк в количестве десятых долей и до 1%. Кроме того, в десятых долях процента установлен мышьяк, в сотых долях — вольфрам, никель, сурьма, в тысячных — серебро, кобальт, олово. В них выявлены в заметных количествах все главные металлы, за исключением золота, известные в рудах Акджилга-Чалкуйрукского поля.

Проводилось петрографическое и минераграфическое изучение образцов и проб из всех разновидностей шлаков. Частично они анализировались полуколичественно-спектральным и химическими методами (аналитики Д. Саидова и Д. Мухамеджанова). Для изучения фаз (корольков) шлаков применялся электронный рентгеноспектральный анализ (микрозондирование) на приборе MS-46 «Cameca» (аналитик М. Мусаева).

Петрографические и химические особенности древних шлаков. При микроскопическом изучении по степени раскристаллизации различаются существенно кристаллические, полукристаллические и стекловатые шлаки. По минеральному составу выделяются пироксеновые, стекловато-пироксеновые и пироксен-плагиоклазовые с обильными корольками металла и стекловато-шпинелевые разности. Эта градация весьма условна, так как нередко в одном и том же куске шлака можно наблюдать полукристаллические и стекловатые участки. Выделения (корольки) рудных минералов присутствуют почти во всех разновидностях, их больше в полукристаллических, где содержание корольков достигает 2—5%.

Существенно *кристаллические пироксеновые шлаки* состоят из агрегатов вытянутых кристаллов моноклинного пироксена, близкого по оптическим характеристикам ($c:Ng=44°$, $2V=+60°$) к геденбергиту. По данным сканирования под электронным микроанализатором MS-46 «Cameca», они состоят в основном из кальция, железа, кремния и частично алюминия и чередуются с более тонкими шестоватыми кристаллами минерала, состоящего главным образом из железа, алюминия, кремния, близкого к чермакиту ($FeAl_2SiO_6$) и не имеющего химических аналогов среди природных пироксенов. Пузырьки — промежутки между агрегатами пироксенов — выполнены сульфидом меди состава $(CuFe)_2S$ (Cu — 54,8; Fe — 2,33; S — 22,12%) и металлической медью или ее сплавом с железом (Cu — 30,2; Fe — 34,4%) и кремнием. Сульфид меди, как правило, слагает периферические, а металлическая медь или ее сплав — центральную части (фиг. 3).

В общей массе шлаков описываемой разновидности валовое содержание меди, по данным химических анализов[1], составляет 1,95—3,88%. Валовое содержание железа в них также высокое — 19—20%. Этот фактор обусловил выделение самостоятельных фаз (минералов) меди и железа и обогащение железом стекловатой массы.

Из корольков привлекают внимание многофазные полизональные включения. В простейшем случае это мелкие овальные выделения сульфида меди, окруженные каемкой металлического железа, а также более крупные, тоже овальной формы выделения, состоящие из двух фаз суль-

[1] Определения методом атомной абсорбции, аналитики А. Д. Косолапов и З. В. Чернова, лаборатория Института геологии и геофизики АН УзССР.

фида меди, окруженных металлическим железом. При этом внутренняя оболочка железа, окружающая внутреннюю (ядерную) фазу сульфида меди, более толстая и неровная. Все эти факты, по-видимому, можно интерпретировать как результат сложных процессов обособления (ликвации) металлических (рудных) фаз железа в насыщенном железом силикатном расплаве при нестабильных условиях концентрации серы и кислорода.

Полустекловатые и стекловатые шлаки состоят из пузыристого темного стекла и дендритового агрегата плагиоклаза со структурами «спинифекс» (фиг. 4) с рассеянными корольками металла, которые иногда имеют двухфазное строение. В некоторых образцах присутствуют реликты флюсового материала — известняка и кварца (фиг. 5). Иногда наблюдаются образования алюмосиликата цинка. Плагиоклаз соответствует лабрадору (№ 50—53). Пироксен моноклинный из ряда диопсид—геденбергит (по данным рентгеноструктурных исследований Л. А. Скачковой на приборе ДРОН-2). Стекло состоит преимущественно из железа, алюминия и кремния. В таком стекле, относительно обогащенном железом, выделяются корольки железа. Валовое содержание меди в этих разновидностях значительно меньше, чем в предыдущей,— 0,56—0,87%, в то время как железа больше (35—36% $FeO+Fe_2O_3$). Здесь присутствуют также более мелкие корольки меди. В других случаях корольки двухфазны: в середине металлическое железо с заметной примесью мышьяка и никеля, а по краям — сульфид железа и меди, при этом валовое содержание меди в этих шлаках 0,56—0,87%. Здесь также имеют место ликвационные обособления металлических фаз железа и меди при разных, резко меняющихся концентрациях кислорода и серы. Примечательно также наличие довольно крупных выделений алюмосиликата цинка или цинковой шпинели (ганита) с незначительной примесью свинца.

Анализ фактического материала позволяет констатировать следующие особенности состава изученных шлаков древней металлургии.

1. Шлаки древней металлургии характеризуются отсутствием гидроксил- и водосодержащих минералов, выделением рудной фазы (корольков) полукристаллического и стекловатого строения с дендритовой, в частности «спинифекс», структурой. Эти черты свойственны металлоносным силикатным системам (расплавам), подвергшимся быстрой кристаллизации в условиях нормального давления.

2. Рудные выделения в шлаках носят характер ликвационных образований. Они часто многофазны. При этом центральные части крупных выделений представлены самородными металлами (медью) и их сплавами, а периферические — сульфидами.

3. Наблюдается связь между составами минеральных фаз и основной массы стекла: в кристаллическую фазу выделяются соединения тех элементов (компонентов), которые присутствуют в стекле (в расплаве).

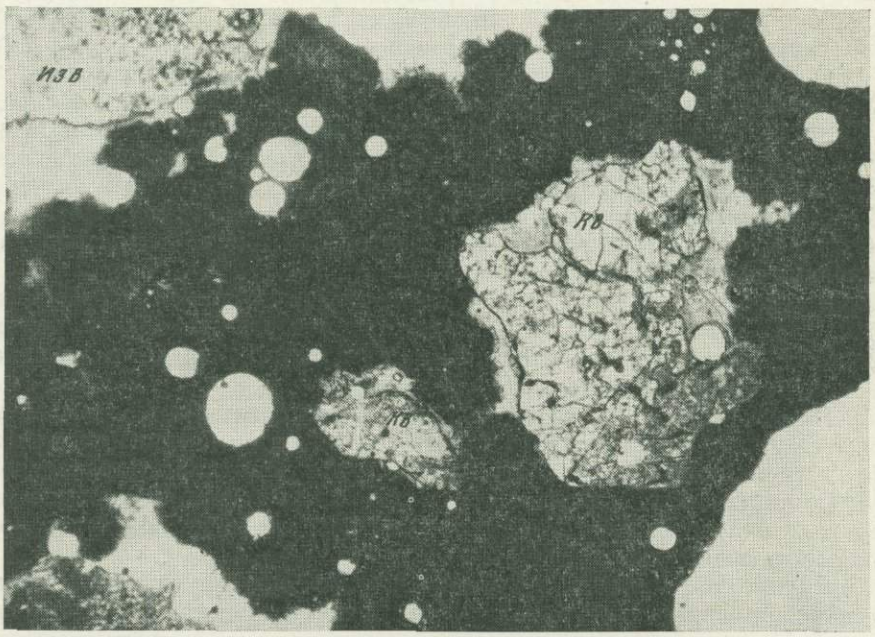
4. Состав рудных выделений и общий химический состав шлаковых пород частично отражают состав руд, из которых в историческое время выплавлялись металлы.

Сравнение с данными изучения шлаков других древних шлаковых полей и современной металлургии. Выше упоминалось об изученных нами шлаках других рудных районов, в частности о шлаковых полях районов Ухум и Баш-Пшагар, расположенных в горах Северный Нуратау и Мальгузар в пределах Нуратино-Алайского редкометального пояса. В районе медного рудопроявления Ухум около древних выработок шлаки стекловатые или полустекловатые с плохо индивидуализированными дендритовыми кристаллами оливина (филлита), пироксена и редкими корольками металла. Последние представлены чистыми выделениями металлической меди, ее сплавом с железом и кремнием (Cu — 51,1; Fe — 12,1; Si — 5%). В подчиненном количестве присутствуют геленит (?) и кристобалит.

Шлаки Баш-Пшагарского поля полукристаллические, пироксен-фойяитовые с корольками сплава железа с кремнием. Медь присутствует в нич-



Фиг. 4. Полукристаллический пироксеновый шлак со структурой «спенифекс»; Канское шлаковое поле. Шлиф НАРО-82-80/4, увел. 12



Фиг. 5. Стекловатый пузыристый шлак с остатками флюса (*Кв* — кварц, *Изв* — известняк, темное — стекло). Акджилгинское поле. Шлиф НАРО-82-91/б; без анализатора, увел. 9

тожных количествах, а на благородные металлы эти шлаки не анализировались. Предполагается, что эти шлаки являются продуктом плавки железных руд из железных шляп сульфидных проявлений в зоне Нуратино-Алайского редкометального пояса (см. фиг. 1).

Весьма интересны результаты изучения Т. С. Тимофеевой древних шлаков из Курутегерекского медного месторождения в Киргизии. Среди шлаков ею обнаружены значительные по величине слитки металлической

меди, в которых присутствуют видимые простым глазом включения благородных металлов. Эти благородные металлы установлены анализами также и в самой массе шлака.

В шлаках современных плавок в шахтных печах содержание меди составляет 0,40—0,50%. Это одна из главных форм потери меди в металлургическом процессе. В шлаках из штейна меди содержится не менее 1,5%; последние вновь пускаются на переплавку и поэтому называются оборотными шлаками.

Если сопоставить с этими сведениями материалы древних плавок медных руд, то в них находим все принципиальные элементы современной металлургии. Здесь имеются шлаки, штейны и остатки флюсов — известняк и кварц (см. фиг. 5). В итоге процессов древней плавки получались и белый матт (полусернистая медь с примесью железа), и как конечный продукт — черновая медь. В последней содержались и примеси благородных металлов. Производилось ли здесь рафинирование меди с извлечением благородных металлов и каким способом — на этот счет мы не располагаем нужной информацией. По всей вероятности, шлаки, содержащие медь и другие металлы, плавились не один раз с весьма рациональным применением флюсов. Таким образом, достигалось извлечение из шлаков металла, соответствующее уровню современной металлургии (с потерей металла в шлаке не более 1—1,5%).

Следует отметить два обстоятельства, вероятно, сопутствующих процессам плавки: во-первых, высокое содержание сернистых и других газов, которые, возможно, уносили часть металла, влияли и, может быть, мешали достижению желаемых окислительных условий, и, во-вторых, летучесть некоторых металлов. Эта особенность (летучесть), подтвержденная экспериментально [3], могла служить причиной потери определенной части металла в металлургическом процессе.

Из изучения продуктов современной металлургии известен еще один фактор, который мог иметь место и в древней металлургии. Это рассеивание (потеря) определенной части рудного компонента в составе шлака. В случае меди мы видели, что главная ее масса выделяется в штейн, незначительная часть образует рассеянные мелкие корольки, еще меньшая часть рассеивается в составе силикатных минералов в стекле. В последних медь не всегда улавливается анализами. В случае цинка, ванадия, олова и других элементов, обладающих литофильными свойствами, значительная их часть уходит в шлак, часто с образованием самостоятельных окисных и силикатных минералов — цинковой шпинели, ванадий- и оловосодержащих гранатов, пироксенов и др. [4, 12]. В наших материалах такое явление прослеживается на примерах цинка и железа.

Некоторые аспекты петро- и рудогенеза в свете изучения древних металлургических шлаков. Как было отмечено ранее В. В. Лапиным и нами, данные изучения металлургических шлаков способствуют однозначному решению некоторых вопросов петрогенезиса и рудообразования. Например, в свете этих данных магматические породы, хотя бы частично стекловатые, лишенные водосодержащих минералов, обладающие скелетными, дендритовыми, в частности «спенифекс», структурами, безусловно, могут считаться образованными из магматических расплавов в близповерхностных условиях. Как известно, такими чертами обладают пикритовые порфириты, коматииты и родственные им ультрамафиты.

Образование в шлаках (расплавах) рудных выделений (корольков) происходит, по-видимому, по принципу ликвационной дифференциации. Этот процесс не ограничивается отделением рудной фазы от силикатной. При благоприятных условиях он приводит к обособлению разных силикатных и рудных фаз (составов) друг в друге. Этот процесс резко выражен в рудных фазах (выделения окисных или металлических фаз меди и железа в сульфидных) и слабее — в силикатных. Подобные факты, свидетельствующие о несмешивании в силикатных расплавах, наблюдались Е. Реддером в породах из Луны и из базальтов Гавайских вулканов [13]. К числу благоприятных условий относятся спокойная обстановка и про-

должительность кристаллизации. При металлургическом процессе слив шлака из печи и быстрое его остывание мешали окончательному обособлению одного силикатного расплава от другого.

В естественных условиях в магматических камерах ликвация играла значительную роль при отделении из магматического очага различных порций магм, из которых формировались фазы интрузий или вулканических извержений, а также при обособлении рудоносных расплавов. Роль этих явлений при формировании магматических месторождений и близких к ним (хромитовых, титаномагнетитовых, сульфидно-никелевых и др.) представляется нам определяющей. В этом процессе обособления рудных фаз, по мнению авторов, может быть существенным значение фактора относительной насыщенности расплава (системы) теми компонентами, из которых формируются эти фазы. В изученных нами древних шлаках это медь, железо и частично благородные металлы. Этими компонентами были, безусловно, богаты руды, из которых производилась плавка. Часть этих металлов как избыточная фаза выделялась в штейн, а часть оставалась в шлаке, образуя рассеянные корольки и входя в состав стекла и силикатных фаз. Естественные магматические расплавы (системы), быть может, не настолько насыщены рудными компонентами, хотя есть факты излияния рудных лав (например, магнетитовые лавы вулкана Лако в Чили), образования сильно обогащенных сульфидами долеритов, габбро и др. Все это является новым подтверждением идеи одного из авторов о значении принципа относительной насыщенности магматических систем рудными компонентами в процессах рудогенеза [9].

ЛИТЕРАТУРА

1. *Вольский А. Л., Сергиевская Е. М.* Теория металлургических процессов; раздел о форме нахождения ценных металлов в шлаках. М.: Металлургиздат, 1968. 344 с.
2. *Вебер В. Ф.* Металлургия меди. М.; Л.: Цветметиздат, 1932. 93 с.
3. *Искандаров Э., Мусаев А., Хамрабаев И. Х.* Экспериментальное моделирование процессов магматогенного породо- и рудообразования. Ташкент: Фан, 1976. 120 с.
4. *Лапин В. В.* Петрография металлургических и топливных шлаков. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 326 с.
5. *Массон М. Е.* К истории горного дела на территории Узбекистана. Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1953. 71 с.
6. *Смирнов В. И.* Геология ртутных месторождений Средней Азии. М.; Л.: Госгеолиздат. 1947. 80 с.
7. *Смирнов В. И.* Рудные пояса.— В кн.: Вопросы теоретической и прикладной геологии. М.: МГРИ, 1947, сб. 1, с. 5—11.
8. *Хамрабаев И. Х.* О древних выработках и шлаках гор Каратюбе.— Зап. Узб. отд. Всесоюз. минерал. о-ва, 1953, № 3, с. 109—115.
9. *Хамрабаев И. Х.* Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане. Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1958, с. 433—440.
10. *Хамрабаев И. Х., Искандаров Э.* Древние шлаки и значение их изучения.— Узб. геол. журн., 1961, № 6, с. 13—25.
11. *Хамрабаев И. Х., Воронич Т. М., Горьковой О. П.* и др. Основные черты металлогении центральной части Средней Азии (Южно-Тяньшанская металлогеническая область).— В кн.: Региональная металлогения центральной части Средней Азии. Ташкент: Фан, 1979, с. 117—122.
12. *Butler B. C.* Tin-rich garnet, pyroxene and spinel from a slag.— Miner. Mag., 1978, 42, p. 487—492.
13. *Roedder E.* Silicate liquid immiscibilty in Lunar magmas evidenced by melt inclusions in Lunar rocks.— Science, 1970, 167, N 1918, p. 641—644.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие 3

В. А. Кузнецов. Эндогенные рудные формации и их значение для металлогении 5

Д. В. Рундквист. Главная последовательность развития гранитоидного магматизма и связанного с ним рудообразования 14

А. Д. Щеглов. Основные проблемы нелинейной металлогении 26

И. Костов. Гетерогенизация земной коры и металлогения 48

Л. Н. Овчинников. Некоторые общие закономерности рудного процесса 56

Н. П. Лаверов. Тенденции в освоении ресурсов и некоторые особенности металлогении урана 69

Я. Н. Белевцев, А. И. Стрыгин, В. Б. Коваль, Ф. И. Жуков. Генетическая модель месторождений уран-альбититовой формации 81

И. Д. Рябчиков. Мобилизация рудных металлов в кислых магматических системах (по экспериментальным данным) 95

В. А. Жариков. Условия скарнообразования по данным экспериментальных исследований 101

Д. И. Горжевский, В. Н. Козеренко. О связи процессов эндогенного рудообразования с геологическим развитием земной коры 113

Г. А. Твалчрелидзе. Металлогения раннепротерозойского периода развития Земли 122

В. И. Казанский. Эволюция региональных и локальных рудоносных структур 134

В. М. Григорьев. Железорудные эпохи и провинции на территории СССР 143

М. Желязкова-Панайотова, Кр. Колчева. Метаморфическое хром-никель-магнетитовое рудообразование 150

Д. Грассели, М. Полгари-Сентандраши. Марганцевые конкреции района гор Бакони, Венгрия 159

Н. В. Петровская. Полигенные рудные месторождения и их признаки . . 167

З. Поуба, М. Ванечек. Минерализация золота в древних вулканогенно-осадочных формациях Чешского массива 178

Л. Бауман. Положение сульфидных геосинклинальных месторождений в плитотектоническом цикле 186

М. Штемпрок. Морфология олово- и вольфрамоносных плутонов варисцид Центральной и Западной Европы 211

М. Б. Бородаевская, А. И. Кривцов. Генезис месторождений колчеданного семейства — состояние проблемы и пути развития 218

Г. Ф. Яковлев. Эволюция рудоносных вулканогенных структур 230

В. В. Авдонин. Палеовулканизм и этапы формирования колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая 240

Н. И. Еремин. О порядках скрытой минералого-геохимической зональности в колчеданных залежах 250

Н. С. Скрипченко. Соотношение гидротермально-осадочного и регенерационного рудообразования в глинисто-карбонатных и карбонатных породах 263

В. И. Старостин. Геодинамические условия формирования структур рудных полей 271

С. Янкович. Евразийский металлогенический пояс Тетиса: альпийская металлогения сектора Каракорум—Южный Памир—Гиндукуш и прилегающих районов 285

Г. Н. Щерба. Проблемы металлогении Казахстана 303

А. А. Абдулин. Металлогенические исследования в Казахстане 310

И. Х. Хамрабаев., Э. Искандаров, А. И. Хамрабаев. Теоретическое и практическое значение изучения шлаков древней металлургии из Нуратино-Алайского редкометального пояса (Южный Тянь-Шань) 314

УДК 553.062

Кузнецов В. А. **Эндогенные рудные формации и их значение для металлогении.**— В кн.: Эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1985.

Формационный анализ — важнейший метод металлогенических исследований. Генетические ряды, или наборы, рудных формаций определяют металлогенический профиль структурно-формационных зон и провинций. Намечены ряды рудных формаций, наиболее характерных для важнейших структур архея, протерозоя и фанерозоя, в том числе для древних зеленокаменных поясов, эпикратонных впадин и геосинклинальных *систем двух типов — доорогенных и орогенных, а также для* областей тектоно-магматической активизации и зон глубинных разломов. Библиогр. 24 назв.

УДК 553.2:553.551

Рундквист Д. В. **Главная последовательность развития гранитоидного магматизма и связанного с ним рудообразования.**— В кн.: Эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1985.

Проанализирован материал по рудоносности гранитоидов фанерозойских складчатых областей. Выделено восемь типов структурно-металлогенических зон с гранитоидным магматизмом, образующих два различных эволюционных ряда развития гранитоидов: мантийно-коровый (ряд *А*) с молибденовой специализацией, характерный для областей молодой формирующейся коры, прошедшей путь эвгеосинклинального развития, и корово-мантийный (ряд *В*) с оловянной специализацией, типичный для областей преобразования гранито-гнейсов ранее сформированной коры. Эти ряды в совокупности определяют главную последовательность развития гранитоидов в ходе формирования складчатых областей. При этом она отражает не только направленное изменение состава магматических формаций, их морфологии и внутреннего строения, *но и закономерную смену руд и метасоматитов, связанных с гранитоидами все более* поздних генераций. Табл. 2. Ил. 3. Библиогр. 33 назв.

УДК 553.078

Щеглов А. Д. **Основные проблемы нелинейной металлогении.**— В кн.: Эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1985.

Отмечается сложный характер взаимоотношений рудных месторождений со структурами земной коры и связь некоторых из них с эволюцией глубинных, мантийных, оболочек Земли, являющихся источниками специализованных рудоносных магм и рудного вещества. Характеризуются отдельные группы «мантийных» месторождений. Предложена модель параллельного проявления рудных процессов в земной коре. Наряду с «традиционной» металлогенией, занимающейся изучением закономерностей проявления рудных месторождений в связи с развитием структур земной коры, обращается внимание на необходимость всестороннего исследования связей рудных месторождений с подкоровыми зонами Земли и выявления новых закономерностей их размещения на этой основе. Это направление названо «нелинейная металлогения». Подчеркивается, что многие осадочно-гидротермальные месторождения являются следствием *проявления процессов тектоно-магматической активизации в условиях геосинклиналь*ных бассейнов. Рассматриваются главные положения «нелинейной металлогении» и некоторые задачи предстоящих исследований. Табл. 2. Библиогр. 45 назв.

УДК 553.078:551.1

Костов И. **Гетерогенизация земной коры и металлогения.**— В кн.: Эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1985.

Формирование и размещение эндогенных рудных месторождений связано с топологическим распределением и кристаллохимическими соотношениями химических элементов в мантии и земной коре. Представление о неоднородности мантии относится к ее физической гетерогенности, определяемой химической дифференциацией. Общая тенденция гетерогенизации земной коры ведет к извлечению из нее химических элементов и концентрации их в виде самостоятельных минералов или рудных месторождений. Ил. 4. Библиогр. 27 назв.

УДК 553.21/.24

Овчинников Л. Н. **Некоторые общие закономерности рудного процесса.**— В кн.: Эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1985.

Рудное месторождение — крайнее проявление дифференциации вещества Земли. Металлы изначально мало распространены в Солнечной системе. На пути их концентрирования выделяется 15 ступеней все увеличивающегося селективного накопления. Рудообразование в качестве побочного явления сопровождает главные планетарные геологические процессы, проявляясь «точечно», оно совершается обычно одновременно и однотипно во множестве точек на больших пространствах. Большое генетическое разнообразие рудных месторождений с различными геологическими условиями рудоотложения обусловлено геологическими процессами, порождающими рудообразование, и разнообразными тремя источниками с их различными сочетаниями друг с другом: источником металлов, источником переносящей среды и источником энергии, приводящей в движение механизм мобилизации и переноса. В основе рудоотложения лежит трещинный метасоматоз в условиях весьма совершенной хроматографической системы раствор — пористая среда. Табл. 2. Ил. 4. Библиогр. 19 назв.

УДК 553.495/.04

Лаверов Н. П. **Тенденции в освоении ресурсов и некоторые особенности металлогении урана.**— В кн.: Эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1985.

Рассматриваются основные тенденции в освоении ресурсов урана и закономерности размещения промышленных месторождений. Среди урановосных структурных элементов материков выделено 10 основных типов. Показаны характерные для них месторождения и их ассоциации. Установлено последовательное уменьшение числа генетических групп промышленных концентраций урана по мере формирования современной континентальной земной коры. Выделены наиболее перспективные месторождения, *в том числе и новых промышленных типов, пока не известных в СССР, которые* в конце текущего столетия станут основным источником атомного сырья в мире. Табл. 1. Ил. 3. Библиогр. 15 назв.

УДК 553.242.6:553.495

Белевцев Я. Н., Стрыгин А. И., Коваль В. Б., Жуков Ф. И. **Генетическая модель месторождений уран-альбититовой формации.**— В кн.: Эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1985.

Альбититы докембрия принадлежат к гетерогенным образованиям (осадочно-диагенетические, метаморфические, магматические и метасоматические). Альбититы образовались по различным породам (сланцам, гнейсам и др.) преимущественно амфиболитовой фации метаморфизма. Урановая минерализация встречается в метасоматических альбититах и приурочена к зонам катаклаза и милонитизации в виде прожилково-вкрапленных выделений средне- и низкотемпературной минерализации. Табл. 3. Ил. 2. Библиогр. 29 назв.

УДК 553.061.2.001.5

Рябчиков И. Д. ***Мобилизация рудных металлов в кислых магматических системах*** (по экспериментальным данным).— В кн.: Эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1985.

Переход рудных металлов во флюид даже при ординарных содержаниях рудных и летучих элементов в исходной магме осуществляется в ходе процессов кристаллизационной и эманационной дифференциации, сопровождающих становление гранитных батолитов средней величины, в количествах, достаточных для формирования промышленных месторождений. К факторам, интенсифицирующих гидротермальную мобилизацию рудных металлов, относятся протекание процесса затвердевания магмы по пути фракционной кристаллизации, повышенные содержания хлора и окислительная обстановка на магматической стадии. Относительная значимость этих факторов для разных рудных элементов различна. Ил. 2. Библиогр. 15 назв.

УДК 553.061.32:550.8

Жариков В. А. **Условия скарнообразования по данным экспериментальных исследований.**— В кн.: Эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1985.

Экспериментальные исследования условий устойчивости главных скарновых минералов позволили установить и количественно охарактеризовать фации магнезиальных и известковых скарнов в зависимости от температуры и давления (глубинности). Экспериментальное изучение закономерностей сосуществующих составов скаполита и плагиоклаза, граната и пироксена подтвердило выдвинутое ранее представление, что распределение кальция между скаполитом и плагиоклазом является показателем глубинности, а распределение железа между пироксеном и гранатом — показателем кислотности растворов. Экспериментальное моделирование биметасоматической зональности позволило воспроизвести главные типы природных метасоматических колонок, выявить зависимость их от различных факторов (в том числе и от кислотности растворов) и охарактеризовать динамические (скорость, время, мощности) параметры биметасоматоза. Табл. 1. Ил. 8. Библиогр. 22 назв.

УДК 553.2:551.24

Горжевский Д. И., Козеренко В. Н. **О связи процессов эндогенного рудообразования с геологическим развитием земной коры.**— В кн.: Эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1985.

Металлогенические различия двух крупнейших структур Земли — океанов и материков — обусловлены особенностями их геологического и геохимического развития. Эволюция процессов рудообразования материков, проявленная в смене одних рудноформационных типов месторождений полезных ископаемых другими, связана с последовательными процессами раздробления и усложнения древних структур и превращения крупных глобальных структур, развивающихся в однородном и относительно вялом тектоническом режиме, в серии более мелких, существенно отличающихся друг от друга, с более напряженным тектоническим режимом. Табл. 1. Библиогр. 21 назв.

УДК 553.3/.4:551.72

Твалчрелидзе Г. А. **Металлогения раннепротерозойского периода развития Земли.**— В кн.: Эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1985.

Обильная и разнообразная эндогенная металлогения ранне-среднепротерозойского мегацикла развития земной коры рассмотрена по главным рудоносным геологическим структурам: 1) протогеосинклинально-складчатым областям, 2) протоавлакогенам, 3) протоплатформенному чехлу. Для структур первого типа характерны колчеданные вулканогенные месторождения и метаморфогенные редкометальные пегматиты. Среди протоавлакогенов выделено два типа — магматический и терригенный. К первому приурочены крупнейшие в мире скопления руд хрома, никеля, меди, платины, титаномагнетита (Бушвельд, Великая дайка, Садбери); ко второму — месторождения железа в виде железистых кварцитов (Кривой Рог, КМА, Супериор). В пределах протоплатформенных чехлов развиты самые крупные в мире месторождения золото-урановых конгломератов (Витватерсранд, Блайнд Ривер), а также значительные месторождения медистых песчаников (Удокан). Устанавливается более интенсивное оруденение в связи с ювенильным ультраосновным и щелочным магматизмом, чем с гранитоидным коровым. Отмеченные рудоносные структуры отвечают различным стадиям двух контрастных процессов развития земной коры: 1) направленного к формированию сиалической континентальной коры; 2) деструктивного, ведущего к разрушению континентальной коры и рождению океанической. Металлогения второго процесса более продуктивна, чем первого. Ил. 4. Библиогр. 23 назв.

УДК 553.0:551.24

Казанский В. И. **Эволюция региональных и локальных рудоносных структур.**— В кн.: Эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1985.

Рассмотрены соотношения региональных и локальных рудоносных структур в ходе необратимого эволюционного развития земной коры материков. В зависимости от направленности развития и возраста региональные структуры разделены на три последовательно возникающие группы: конструктивную, стабильную и деструктивную. Эти группы различаются по наборам полезных ископаемых и генезису тех локальных структур, которые определяют геологическое строение рудных районов, полей и место-

рождений. Среди локальных структур намечены семь генетических серий: эрозионная, седиментогенная, тектоногенная, вулканогенная, плутоногенная, метаморфогенная и полигенная. Показано, что одни локальные структуры пользуются сквозным развитием в ходе геологической истории, другие характерны для более узких ее интервалов и конкретных типов региональных структур. Ил. 1. Библиогр. 16 назв.

УДК 553.31(47+57)

Григорьев В. М. **Железорудные эпохи и провинции на территории СССР.**— В кн.: Эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1985.

Крупнейшие железорудные бассейны и месторождения СССР сформировались в течение пяти металлогенических эпох: архейской, раннепротерозойской, среднепалеозойской, позднепалеозойско-раннемезозойской и позднемезозойско-кайнозойской. На территории СССР выделяются следующие главные железорудные провинции: Балтийского щита, Белорусского кристаллического массива, Воронежского кристаллического массива и Украинского кристаллического щита на Восточно-Европейской платформе; Алданская, Ангаро-Енисейская и Анабарская на Сибирской платформе; Уральская, Тургайская, Западно-Сибирская, Центрально-Казахстанская, Алтае-Саянская, Забайкальская, Крымско-Кавказская, Западно-Тяньшанская и Дальневосточная в геосинклинальных зонах. Ил. 2. Библиогр. 14 назв.

УДК 553.461.48.311(234.423.3)

Желязкова-Панайотова М., Колчева Кр. **Метаморфическое хром-никель-магнетитовое рудообразование.**— В кн.: Эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1985.

Хром-никель-магнетитовое оруденение установлено в районе г. Ардино (Центральные Родопы). Оно приурочено к внешним зонам ультрабазитовых тел вблизи их контакта с мраморами. Обосновывается метаморфический генезис этого оруденения и возможность концентрации хрома и никеля при метаморфизме. Табл. 2. Ил. 3.

УДК 553.32(234.373.1)

Грасселли Д., Полгари-Сентандраши М. **Марганцевые конкреции района гор Бакони, Венгрия.**— В кн.: Эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1985.

Исследовались марганцевые конкреции из юрских известняков гор Бакони (Задунайское Среднегорье) и обогащенные Mn стяжения из окисленных марганцерудных пластов верхнелейасового месторождения Уркут. Первой группе конкреций свойственны низкие величины Mn/Fe — 0,3—3,4, для второй они выше — 7,4—23,1. Первая группа конкреций имеет низкое содержание Mn и обогащена Co, Ni, вторая группа *богата Mn, но обеднена рассеянными элементами. Если не принимать во внимание* величины Mn/Fe, то конкреции первой группы сходны с ископаемыми конкрециями из Сицилии. Конкреции второй группы характеризуются той же ассоциацией рассеянных элементов, что и карбонатные марганцевые руды, окисление которых привело к образованию соответствующих руд и конкреций. Табл. 2. Ил. 3. Библиогр. 14 назв.

УДК 553.3/.4:551.2

Петровская Н. В. **Полигенные рудные месторождения и их признаки.**— В кн.: Эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1985.

Предлагается определение понятия «полигенные месторождения», которое должно относиться к продуктам пространственного совмещения рудных веществ, образованных автономно развивавшимися процессами, разнородными или однотипными. На конкретных примерах характеризуются признаки двух групп полигенных месторождений. Анализируются причины и следствия феномена полигенности оруденения. Табл. 1. Библиогр. 23 назв.

УДК 553.41(551.311.7+552.14)(234.55)

Поуба З., Ванечек М. **Минерализация золота в древних вулканогенно-осадочных формациях Чешского массива.**— В кн.: Эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1985.

Большинство золоторудных месторождений Чешского массива сосредоточено вблизи интрузий гранитоидов, прорывающих более древние (докембрийские и раннепалеозойские) вулканиты и вулканогенно-осадочные породы (месторождения Среднечешского плутона). Другая часть месторождений приурочена к вулканогенно-осадочным свитам, претерпевшим динамометаморфизм (месторождения Есеники и Исполинские Горы). Первичным источником золота, вероятно, являются основные магматиты мантии, а первая миграция и концентрация золота происходит при образовании первых кислых членов мантийных магм. Ими, по-видимому, являются кератофиры и субмаринные силекситы и прежде всего пиритсодержащие силекситы и различные их оруденелые эквиваленты стратиформного типа. Кислые гранитоиды заимствуют золото из этих источников. Последующая миграция вещества происходит в связи с процессами гранитизации, связанными с метаморфизмом и перемещением метаморфных вод. Ил. 5. Библиогр. 19 назв.

УДК 553.432:551.24

Бауман Л. **Положение сульфидных геосинклинальных месторождений в плитотектоническом цикле.**— В кн.: Эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1985.

Сульфидные геосинклинальные месторождения занимают различное положение в плитотектоническом развитии. Выделено пять генетических типов этих месторождений: а) Кипрский — формирование океанической коры в процессе спрединга, связан с зоной срединно-океанических хребтов; б) типы Бесхи и Куроко образуются в результате изменений океанической коры в процессе субдукции и связаны с островными *дугами; в) тип Раммельсберг — формирование континентальной коры в результате акти*визации тектонической платформы под влиянием процессов аркогенеза; г) тип Рио-Тинто — образование рифтовой стадии континента и переход ее в стадию дрейфа с возобновлением формирования океанической коры. Каждый из этих типов характеризуется определенными металлогеническими особенностями. Табл. 6. Ил. 14. Библиогр. 51 назв.

УДК 553.45/.463(234.5)

Штемпрок М. **Морфология олово- и вольфрамоносных плутонов варисцид Центральной и Западной Европы.**— В кн.: Эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1985.

Олово- и вольфрамсодержащие плутоны представляют собой аллохтонные тела с несогласными контактами, внедрившиеся в докембрийский или палеозойский фундамент, сложенный варисцидами Центральной и Западной Европы. Специфической особенностью этих плутонов является наличие небольших гранитных куполов, с которыми пространственно и, по-видимому, генетически ассоциируют многие месторождения олова и вольфрама. Они представляют собой небольшие гранитные штоки, расположенные по периферии более крупных тел, и являются наиболее возвышенными частями крупных погребенных плутонов. Это связано с проникновением самых молодых интрузий в верхнюю приконтактовую зону плутона и их распространением в горизонтальной плоскости. Ил. 3. Библиогр. 15 назв.

УДК 553.435.061.12/17

Бородаевская М. Б., Кривцов А. И. **Генезис месторождений колчеданного семейства — состояние проблемы и пути развития.**— В кн.: Эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1985.

Для месторождений колчеданного семейства, обладающих устойчивыми пространственно-временными связями с определенными геологическими формациями, проанализировано состояние разработанности основных аспектов генезиса (источники вещества, энергии и транспортирующих агентов; обстановки и механизм рудонакопления; строение рудных тел, этапность и стадийность рудообразования). Охарактеризована позиция колчеданных залежей в геологических формациях, проанализированы условия рудонакопления с совмещением продуктов рудогенеза на разных уровнях разреза. Рассмотрены различные варианты колчеданообразования и типовая модель месторождения. Ил. 5. Библиогр. 17 назв.

УДК 553.27:550.41

Яковлев Г. Ф. **Эволюция рудоносных вулканогенных структур.**— В кн.: Эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1985.

Выяснены особенности эволюции вулканогенных структур и рудообразования в различных металлогенических провинциях как областей молодого вулканизма, так и особенно палеовулканических с эвгеосинклинальным режимом — Урала, Алтая, Казахстана, Канады, Австралии и др. Эти вопросы являются частью крупной проблемы о полигенности и полихронности рудных месторождений (в частности, колчеданных), впервые выдвинутой и разработанной В. И. Смирновым. Ил. 3. Библиогр. 19 назв.

УДК 553.44:551.21(574.42)

Авдонин В. В. **Палеовулканизм и этапы формирования колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая.**— В кн.: Эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1985.

Состав руд месторождений определяется петрохимическими особенностями рудоносных вулканогенных комплексов, главным образом соотношениями калия и натрия. Ряду месторождений от барит-полиметаллических до медноколчеданных соответствует ряд вулканогенных комплексов от калиевых до натриевых. На основе анализа вертикальной зональности выделено четыре этапа формирования месторождений: предрудный, серноколчеданно-медно-цинковый, собственно полиметаллический и барит-полиметаллический, проявление которых обусловлено эволюцией глубинных очагов. Ил. 3. Библиогр. 25 назв.

УДК (553.435+553.444):553.261

Еремин Н. И. **О порядках скрытой минералого-геохимической зональности в колчеданных залежах.**— В кн.: Эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1985.

Скрытая минералого-геохимическая зональность как закономерное пространственное изменение состава минерала в контурах определенного геологического образования применительно к колчеданным залежам по масштабу своего проявления устанавливается в четырех порядках: рудных тел, рудных интервалов, текстур и минеральных зерен. Для каждого последующего (более локального) порядка она усложняет, а иногда и затушевывает общую ее структуру (в предыдущем порядке). Образование как однопорядковой, так и разнопорядковой скрытой минералого-геохимической зональности в общем виде отражает инициальную и метаморфическую дифференциацию вещества колчеданных залежей в различном масштабе. Табл. 6. Ил. 7. Библиогр. 22 назв.

УДК 553.44:552.52/.54

Скрипченко Н. С. **Соотношение гидротермально-осадочного и регенерационного рудообразования в глинисто-карбонатных и карбонатных породах.**— В кн.: Эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1985.

В условиях комбинирования эндогенных рудогенерирующих систем и экзогенных обстановок рудоотложения образуется несколько генетических классов рудных месторождений. Главную роль играют гидротермально-осадочный и регенерационный классы. На примере Жайремского рудного района доказывается первичность гидротермально-осадочного и вторичная производная из него природа инкрустационно-метасоматического свинцового оруденения в известковых рифах. Тенденция к регенерации объясняется спецификой литогенеза рудоносных карбонатных толщ — существованием на седиментной и раннедиагенетической стадиях литифицированных блоков с устойчивыми поровыми системами. К последним относятся рифовые постройки, выполняющие роль каналов разгрузки элизионных растворов и коллекторов оруденения. Карбонатные осадки отличаются высокой скоростью раскристаллизации и вследствие этого низкой сорбционной способностью. Осажденные рудные компоненты избирательно вытесняются при раскристаллизации и уплотнении пород и повторно концентрируются в устойчивом макропоровом пространстве стадии постседиментного растворения. Ил. 2. Библиогр. 15 назв.

УДК 553.3/.4:552.1

Старостин В. И. **Геодинамические условия формирования структур рудных полей.**— В кн.: Эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1985.

Различные сочетания локальных и региональных геодинамических и структурно-петрофизических условий и как следствие механизмов деформирования, существовавших до, во время и после рудообразования, привели к формированию широкого спектра парагенезисов рудовмещающих структур, которые существенно отличаются для различных термодинамических зон земной коры. Ведущие структуры эпизоны — приповерхностные трещинные системы, конседиментационные депрессии, поднятия и разломы, континентальные осадочные бассейны артезианского типа, гидравлические брекчиевые зоны и купола; в мезозоне — складчато-разрывные парагенезисы. В результате сложного сочетания в пространстве и времени режимов деформирования образуется пересекающаяся складчатость с антиформными и синформными складками. В катазоне формируются складки пластического течения. Структурные парагенезисы включают широкий набор морфологических типов складок — цилиндрических, конических, веерных и др. Ил 3.. Библиогр. 20 назв.

УДК 553.3/.4(235.212+23+241)

Янкович С. **Евразийский металлогенический пояс Тетиса: альпийская металлогения сектора Каракорум—Южный Памир—Гиндукуш и прилегающих районов.**— В кн.: Эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1985.

В пределах изучаемого региона выделено пять металлогенических зон: 1) Каракорум—Южный Памир — Восточный Гиндукуш — пегматитовая и грейзеновая (Sn, W, Li, Nb, Mo и др.), скарновая (Fe, W, Cu, B, Sn), гидротермальная сульфидная (Pb, Zn, Sb, As, Hg), золотоносная и серебряная минерализация; 2) зона Высоких Гималаев — альбититовая и грейзеновая минерализация; 3) островная дуга Кохистан—Ладакх — наиболее перспективная на колчеданные месторождения цветных металлов; 4) зона щелочных комплексов Пешавара — карбонатитовые проявления; 5) шовная зона Инд-Цангпо — хромитовое оруденение. Табл. 1. Ил. 3. Библиогр. 21 назв.

УДК 553.078(574)

Щерба Г. Н. ***Проблемы металлогении Казахстана.*** — *В кн.: Эндогенное рудообразование.* М.: Наука, 1985.

По основным вопросам развития металлогении Казахстана существуют различные мнения. Основой металлогенического районирования являются геологические структуры различных рангов. Соответственно выделяются металлогенические провинции и пояса, сформированные в течение ряда палеозойских и более древних циклов. Рудные узлы расположены в местах пересечения структурно-формационных зон поперечными глубинными разломами. Состав геологических и связанных с ними рудных формаций определяется типом разреза земной коры и процессами, протекавшими в ранние, средние и поздние стадии развития глубинных подвижных зон. Выявленные закономерности облегчают качественное и количественное прогнозирование минеральных ресурсов. Библиогр. 10 назв.

УДК 553.078:553.08(574)

Абдулин А. А. **Металлогенические исследования в Казахстане.**—В кн.: Эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1985.

Излагаются успехи, достигнутые в изучении, открытии и освоении основных видов *металлических и неметаллических полезных ископаемых Казахстана. Показаны* главные направления дальнейших комплексных геолого-геофизико-металлогенических исследований в республике. В наиболее важных горнорудных районах предусматривается создание геодинамических моделей эволюции земной коры с объяснением роли геологических процессов в рудогенезе и пространственно-временных закономерностей размещения полезных ископаемых.

УДК 553.411:550.812.01(235.216)

Хамрабаев И. Х., Искандаров Э., Хамрабаев А. И. **Теоретическое и практическое значение изучения шлаков древней металлургии из Нуратино-Алайского редкометального пояса** (Южный Тянь-Шань).— В кн.: Эндогенное рудообразование. М.: *Наука, 1985.*

Приведены результаты изучения шлаков древней металлургии, собранных авторами из Канского и Чалкуйрук-Акджилгинского полей Нуратино-Алайского редкометального пояса. Изучение древних шлаков имеет практическое и теоретическое значение для оценки рудоносности отдельных участков и выяснения механизма отделения рудных компонентов из силикатных расплавов. В шлаках указанных полей в значительных количествах содержатся медь, вольфрам и другие элементы, характерные для руд этого пояса. Сделан вывод о существенной роли ликвации при формировании различных по составу магматических пород и связанных с ними магматогенных типов оруденения. В последнем случае определяющее значение имеет первичная относительная насыщенность магмы рудообразующими компонентами. Ил. 5. Библиогр. 13 назв.

4423