

ОЧЕРКИ МЕТАЛЛОГЕНИИ

„ИЗДАНИЕ“

АКАДЕМИЯ НАУК ГРУЗИНСКОЙ ССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
КАВКАЗСКИЙ ИНСТИТУТ МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ

ОЧЕРКИ МЕТАЛЛОГЕНИИ

ПОСВЯЩАЕТСЯ 70-ЛЕТИЮ АКАДЕМИКА АН ГССР
ПРОФ. Г. А. ТВАЛЧРЕЛИДЗЕ



«МЕЦНИЕРЕБА»
ТБИЛИСИ
1986



4732

УДК.553.2:553.3
26.301
550.4
0952

В книге содержатся материалы, посвященные современным аспектам рудообразования, металлогении и геохимии.

Редактор проф. Тогоидзе Г. И.

Рецензент д.г.-м.н. Одикадзе Г. Л.



ОТ РЕДАКТОРА

Георгию Александровичу Твалчрелидзе исполнилось 70 лет. Настоящий сборник, посвященный этой дате, подобрал в себе статьи ближайших друзей — единомышленников, в которых освещены достижения металлогенической науки и роль Г. А. Твалчрелидзе в ее развитии.

Долгие и долгие годы геологическая наука накапливала фактический материал, чтобы восстановить историю развития Земли и роль геологических процессов в образовании месторождений. Еще на заре зарождения металлогении, один из пионеров этой новой геологической науки академик Д. И. Щербаков писал, что... «поиски полезных ископаемых — это увлекательный труд... большая умственная работа с выводом логических заключений на основе вдумчивого анализа иногда противоречивых фактов...» Именно обобщение громадного фактического материала общей исторической, региональной и специальной металлогении позволяет намечать площади, перспективные на месторождения и сообразно этому направлять геологоразведочные работы.

Заслуга Г. А. Твалчрелидзе — в оценке идей мобилизма для металлогении, что позволило ему, на основе последних достижений в области геологии океанов и континентальных рифтов, выделить два главнейших типа развития земной коры и показать специфические особенности их структурных форм, магматизма и оруденения в связи с эволюцией глубинных оболочек земной коры.

И, конечно, пройденный металлогенией большой путь от общей до прикладной, позволяющий намечать перспективные площади, в дальнейшем приведет к практической или конкретной металлогении, которой будут выявлены конкретные точки для постановки поисково-разведочных работ. В решении этой задачи вносит свой вклад и Георгий Александрович, ученый с неиссякаемой энергией и трудолюбием, прошедший все ступени геологической работы от коллектора до академика и, несмотря на свой уже немолодой возраст, сохранивший юношеский оптимизм и увлеченность как работой, так и жизнью.

Высокие человеческие качества — общительность и доброжелательность, привлекательное чувство юмора, удивительная память на вещи серьезные и житейски простые — объясняют необычайную его популярность как ученого и как человека,

везде, где он только бывает. Отменное здоровье, унаследованное от предков — рачинских крестьян-долгожителей — позволяет надеяться, что каждая круглая дата его рождения (скажем, 100-летия) позволит друзьям преподнести ему объемистый юбилейный сборник, в котором будут отмечены его новые большие заслуги в развитии важнейшей науки — металлогении, служению которой он отдал свой многогранный талант и всю свою сознательную жизнь.

Авторы данного сборника — ученые разных поколений, от маститых академиков почтенного возраста до молодых, начинающих свой путь в науке. Первые уже сказали свое веское слово и продолжают направлять и расширять сложную науку металлогению, вторые изучают локальные вопросы рудообразования, позволяющие подкрепить те или иные положения. Такая преемственность поколений является надежной основой продвижения науки вперед.

Сборник дает возможность познакомиться с текущими проблемами металлогении, с достижениями ученых различных регионов и стран. Только это одно было бы достаточно, чтобы считать издание данного сборника своевременным, а с учетом приуроченности его к столь знаменательной дате, как 70-летие Георгия Александровича Твалчрелидзе — в такой же степени знаменательным.

Профессор Г. И. Тогонидзе

СТАБИЛЬНОСТЬ ЭНДОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ В
ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ

Среди многочисленных научных интересов Г. А. Твалчредзе заметное место занимает его увлеченность анализом эволюции эндогенного рудообразования в геологической истории от архея до фанерозоя. Этому, в частности, был посвящен его доклад на Московской Сессии Международного геологического конгресса, в котором он развивал идею об усложнении рудо-контролирующих структур и рудных формаций от древних к юным металлогеническим эпохам. Настоящий очерк также развивает взгляды о металлогенической эволюции при геосинклинальном режиме, изложенные на конгрессе.

Хорошо известно, что наиболее существенное эндогенное рудообразование осуществляется при геосинклинальном режиме. В связи с этим значительная часть эндогенных рудных месторождений оказывается сосредоточенной в пределах геосинклинально-складчатых систем. Такие системы закономерно возникали в ходе развития земной коры, расчленяя историю ее развития на геолого-металлогенические этапы. Металлогенические этапы составляют закономерно повторяющиеся отрезки геологической истории, определяющие ее цикличность на фоне общего направленного и необратимого развития земной коры. Они начинаются со стадии длительного накопления породообразующего материала, происходящей в обстановке растяжения земной коры, сопровождающегося базальтоидным магматизмом и завершаются кратковременным импульсом тектонического сжатия, сопровождающегося гранитоидным магматизмом. Интенсивные тектонические деформации, метаморфизм и гранитоидный магматизм маркируют этапы развития земной коры. Расчленение геологической истории на этапы составляет основу ее тектономагматического и металлогенического анализа (рис. 1). Это обстоятельство является основополагающим для фанерозоя, а в последнее время оно начинает использоваться для этих целей видными специалистами в области докембрийской геологии.

Трудность заключается в недостаточно уверенном выделении тектономагматических и соответствующих им металлогени-

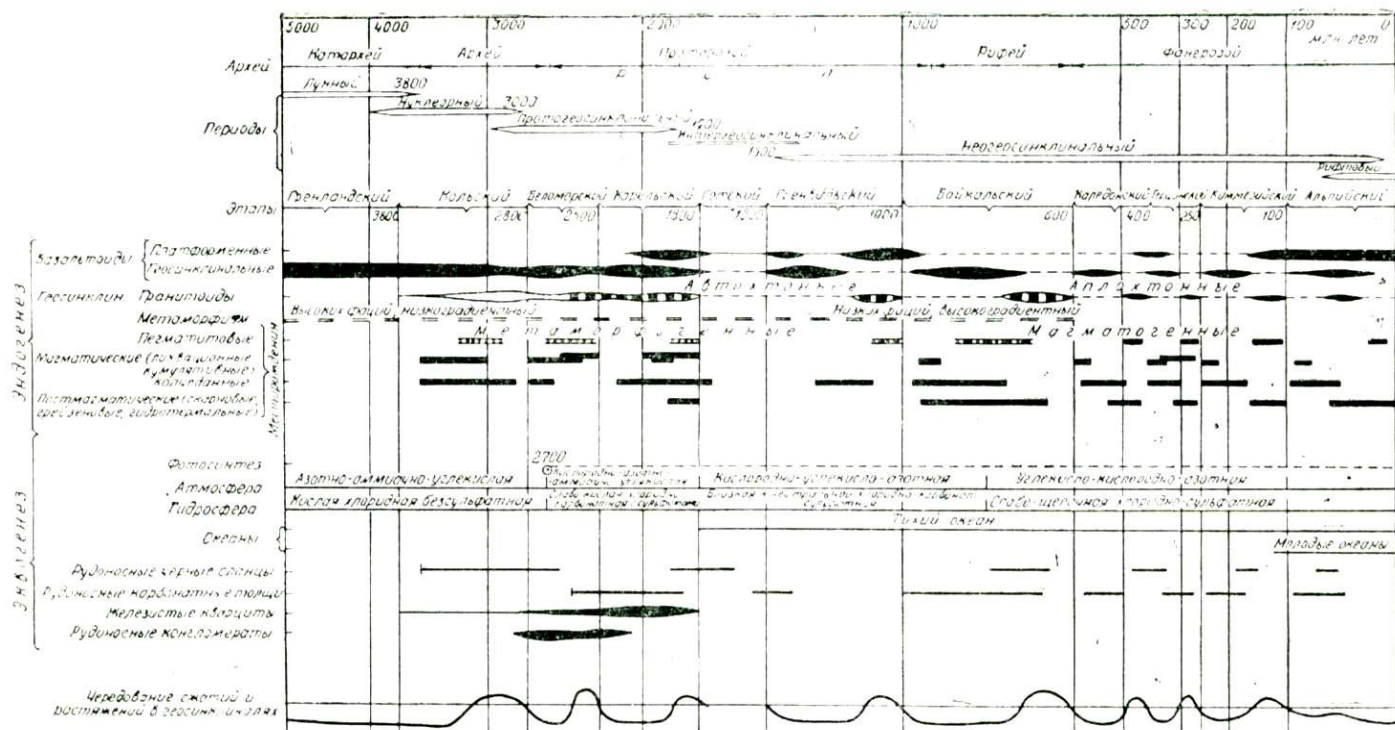


Рис. 1. Положение эндогенного рудообразования в истории развития земной коры

ческих этапов докембрийской истории. Однако, используя данные многочисленных работ из этой области, возможно наметить такие этапы и для древнейшего отрезка геологической истории. Всего в истории формирования земной коры выделяется одиннадцать этапов: гренландский (5000 — 3800 млн. лет), кольский (3800—2800), беломорский (2800—2300), карельский (2300—1800), готский (1800—1500), гренвилльский (1500—1000), байкальский (1000—600), каледонский (600—400), герцинский (400—250), киммерийский (250—100), альпийский (100—0). Тектоно-магматические и металлогенические этапы называются по-разному; нами приняты наиболее распространенные названия и приведены их синонимы. Границы этапов, хотя и лежат около какой-то возрастной ступени, определяются различными исследователями с тем или иным отклонением от нее; нами приняты границы, намечаемые большинством геологов, хотя они вероятно будут уточняться в дальнейшем. Есть основание полагать, что намеченные металлогенические этапы являются достаточно универсальными и распространенными по всему земному шару, хотя они не всюду проявлены с достаточной степенью очевидности, а их пограничные возрастные значения могут смещаться в ту или иную сторону.

Замечательная особенность всех тектоно-магматических этапов, кроме самого древнего гренландского, заключается в том, что на ранней их стадии формируется комплекс базальтоидных пород мантийного происхождения, а на поздней — комплекс гранитоидов корового происхождения и ассоциированных с ними специфических рудных месторождений. Таким образом, в рамках металлогенических этапов выделяются две группы эндогенных рудных месторождений: более ранняя базальтоидная и более поздняя гранитоидная. Типоморфным базальтоидным месторождениям, как известно, принадлежат глубинные образования, среди которых выделяются магматические месторождения титано-магнетитов, хромитов, платиноидов и приповерхностные образования, для которых характерны колчеданные месторождения. Типоморфные гранитоидные месторождения объединяют группы пегматитов, альбититов, грейзенов и гидротермальных образований плутогенного и вулканогенного классов.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЭТАПЫ

Приведенная ниже поэтапная характеристика эндогенных рудных месторождений не является обобщающей, а иллюстрируется их типичными, обычно хорошо датированными примерами из различных рудных провинций мира.

Гренландский этап возраста 5000—3800 млн. лет целиком совпадает с древнейшим лунным периодом геологической

истории, безгеосинклинальным, бесплатформенным, безгранитным и безрудным, а поэтому не представляющим интереса для геонисторической металлогении.

Кольский этап (саамский, трансваальский) в границах 3800—2800 млн. лет отвечает нуклеарному периоду и знаменует начало формирования древнейших эндогенных рудных месторождений, обычно глубоко метаморфизованных. Они отчетливо распадаются на две группы: базальтоидную, связанную преимущественно с зеленокаменными поясами, и гранитоидную, ассоциированную с гранито-гнейсовыми куполами.

В базальтоидной группе выделяются месторождения глубинного и приповерхностного генезиса. К глубинным принадлежат сравнительно не крупные магматические хромитовые месторождения в аюртозитах Гренландии, Шотландии, Южной Африки, Индии возраста около 3500 млн. лет. К ним же могут быть отнесены наиболее древние магматические сульфидные медно-никелевые месторождения Камбалды в Австралии и Монча Тундры на Кольском полуострове возраста около 3000 млн. лет, а также Родезии возраста 3400 млн. лет. С базальтоидным вулканизмом кольского этапа связаны древнейшие колчеданные месторождения Северной Америки возраста 3400—2600 млн. лет, колчеданные месторождения Австралии (Биг Стабби) возраста 3400 млн. лет, Канады (Абитибн) возраста 2900 млн. лет, Южной Африки возраста 3400 млн. лет. К этому же разряду относятся многочисленные золоторудные месторождения зеленокаменных поясов, примером которых могут служить месторождения Западной Австралии (Калгурли и др.) возраста 3200—2800 млн. лет, Сьерры Лионе возраста 3000—2900 млн. лет, Индии (Колар) — 2800 млн. лет, Канады (Поркьюпайн, Керкленд, Керр Эдисон и др.) возраста 3500 — 2900 млн. лет, Бразилии (Морро Вело). К базальтовым вулканическим сериям кольского этапа тяготеют наиболее древние месторождения железистых кварцитов, к которым принадлежит самое древнее рудное месторождение мира Исуа в Гренландии с датированным возрастом 3760 ± 70 млн. лет, а также железистые кварциты Абитибн в Канаде.

В гранитоидной группе типичными являются древнейшие пегматиты метаморфогенного происхождения. Их представителями могут служить мусковитовые пегматиты Анабарского массива и Джугджура, а также натролитовые редкометалльные пегматиты Западной Австралии и Бразилии с литием, танталом и ниобием возраста 3500—2900 млн. лет, а также Африки, возраста 3350—2600 млн. лет.

Беломорский этап (кенорский, родезийский) возраста 2800—2300 млн. лет охватывает первую половину протогео-синклинального периода, отвечающую зарождению древних геосинклиналей, расчленяющих протоплатформы. Для этого этапа

различаются рудные месторождения геосинклиналей и платформ.

В пределах протогеосинклинальных систем беломорского этапа отчетливо выделяются ранние базальтоиды, представленные чаще всего не очень значительными массивами перидотитов, габбро, плагиогранитов и вулканическими базальтоидами, метаморфически преобразованными в пироксен-амфибол-биотитовые гнейсы. С ними связаны небольшие магматические месторождения хромитов типа ЮАР, титано-магнетитов Финляндии (Отанмеки), некрупные железорудные такониты Норвегии и Швеции возраста 2900—2500 млн. лет и такие же несущественные колчеданные месторождения типа Северной Америки возраста 2750—2650 млн. лет. Кроме того, повсеместно зафиксированы более поздние беломорские гранитоиды, среди которых, наряду с преобладающими автохтонными гранитогнейсами, появляются аллохтонные граниты. Для них наиболее характерны пегматитовые месторождения, такие как керамические пегматиты Карелии, редкометалльные пегматиты Канады, Южной Африки, Мадагаскара, Западной Австралии, Индии возраста 2700—2500 млн. лет. К ним же принадлежат железистые скарны Алданского щита возраста 2600—2400 млн. лет.

Платформенные месторождения этого периода также только начинают зарождаться. С тектоно-магматической активизацией балтийского этапа связаны магматические месторождения хромитов среди дунитов Великой Дайки в Зимбабве возраста 2700—2500 млн. лет и более скромные сульфидные медно-никелевые месторождения в поясе ультраосновных пород Томсон Белт Северо-Американской платформы возраста 2500 млн. лет. Среди экзогенных платформенных месторождений этого этапа выделяются уникальные золото-урановые конгломераты Витватерсранда в Южной Африке возраста 2750 млн. лет.

Карельский этап (свекофенский, гудзонский, эбурнейский) времени 2300—1800 млн. лет характеризует расцвет и отмирание протогеосинклинального периода. Для этого этапа также различаются рудные месторождения геосинклиналей и платформ.

Среди геосинклинальных образований повсеместно выделяются ранние базальтоиды, представленные вулканитами, превращенными в сланцы, амфиболиты, лептиты и некрупные массивы дунитов, перидотитов, пироксенитов, габбро, плагиогранитов, а также более поздних нормальных и еще более поздних лейкократовых щелочных гранитов. С базальтоидами связаны небольшие месторождения хромитов, редкие месторождения апатит-магнетитовых руд типа Кируны в Швеции, возраста 1900 млн. лет. С геосинклинальным базальтоидным вулканизмом карельского этапа связано формирование всех выдающихся месторождений железистых кварцитов мира, таких как рай-

оны Великих озер Канады и США, Бразилии, Венесуэлы, района Хамерсли в Австралии, Кривого Рога и Курской магнитной аномалии, а также метаморфогенных железных и марганцевых руд Индии возраста 2300—1600 млн. лет. В этот же этап возникли известные колчеданные месторождения Австралии (Брокен Хилл, Маунт Айза) возраста 1700 млн. лет, Швеции (Болиден) возраста 1900 млн. лет, Финляндии (Рутокумпа и др.) возраста 2300—1800 млн. лет, Северной Америки возраста 1900—1700 млн. лет, Карелии возраста 2200—2000 млн. лет.

К карельскими гранитоидами ассоциируют пегматиты типа мусковитовых и мусковит-редкометалльных пегматитов Беломорья, слюдяные пегматиты Мамского пояса, возраста 1800 млн. лет, а также, предположительно, гидротермальные месторождения серебра Кобальт в Канаде возраста 2000 млн. лет и золота в метаморфических черносланцевых толщах Хоумстейк в США возраста 1800 млн. лет и Сухого Лога в Сибири, примерно того же возраста; последние некоторыми геологами рассматриваются в качестве метаморфогенных.

С позднеорогенными лейкократовыми гранитами типа рапакви карельского этапа связываются скарновые месторождения олова и вольфрама Карелии возраста 1800—1700 млн. лет.

В платформенных условиях карельского времени формировались выдающиеся рудные месторождения. К ним принадлежат магматические руды хромитов и платиноидов допполита Бушвельд в Южной Африке возраста 1950 млн. лет, магматические сульфидные медно-никелевые руды массивов Садбери в Канаде возраста 2000—1800 млн. лет и Печенги на Кольском полуострове возраста 1770 млн. лет, приразломные линейные зоны полевошпатитовых метасоматитов преимущественно альбититов с урановой, танталовой, ниобиевой, бериллиевой минерализацией Русской, Сибирской и Северо-Американской платформ возраста 2000—1800 млн. лет, меденосные карбонатиты Палабора Южной Африки возраста 2300 млн. лет. Формирование и размещение всех этих месторождений определяется крупными разломами протоактивизации платформ карельского времени. В этот же этап были образованы стратиформные месторождения медистых песчаников Центральной Сибири (Удокан) возраста 2100—1800 млн. лет, а также ураноносные конгломераты Эллинг Лейк в Канаде возраста 2200 млн. лет.

Готский этап (эльсонский) в границах 1800—1500 млн. лет соответствует интергеосинклинальному периоду истории развития земной коры. Этому периоду, связанному с антрактом в активном развитии земной коры, соответствует перерыв в эндогенном рудообразовании. В геологической литературе отсутствуют указания об эндогенных месторождениях, датированных возрастом готского этапа. Некоторые геологи, изучавшие обширные комплексы докембрийских пород, например, Ю. Г. Старичкий,

прямо указывает, что в этот этап рудные месторождения не формировались (в данном случае речь идет о Сибирской платформе). Из-за отсутствия площадей с отчетливым геосинклинальным режимом не выявлено геосинклинальных месторождений. На платформах возникали лишь экзогенные месторождения, связанные с эрозийным разрушением гранитоидных выступов и накоплением продуктов их разрушения в прилегающих впадинах. Так образовались крупные месторождения урановых руд Австралии (Джабилука, Ранжер и др.) в обогащенных органическим веществом осадочных толщах возраста 1700—1600 млн. лет и известные первичные медно-кобальтовые, урановые и свинцово-цинковые сингенетичные стратиформные месторождения в терригенных породах Катангской системы рудного пояса Замбии — Заира возраста около 1500 млн. лет; эти месторождения позднее неоднократно трансформировались с образованием повторных эпигенетичных залежей возраста 840—520 млн. лет.

Гренвильский этап (раннебайкальский, сатпурский, кибарский, миасский, исседонский), продолжавшийся от 1500 до 1000 млн. лет, открыл геологические события нового геосинклинального периода. Хотя он достаточно отчетливо выделяется по складчатости и гранитизации возраста 1000 млн. лет, информация о его особенностях, магматизме и металлоносности крайне ограничена по двум причинам. Во-первых, гренвильский этап относится к эмбриональному и слабо проявленному в истории геологических событий, во-вторых, его редко отчленяют от следующего байкальского этапа, слитно описывая площади распространения и особенности состава формаций горных пород обоих этапов. Тем не менее по такого рода отрывочным данным можно заключить, что геосинклинали этого этапа были ограниченными по распространению и по их развитию. В них преобладал ранний базальтоидный магматизм, представленный, преимущественно, вулканическими фациями, с которыми связаны редкие колчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения типа Сулливан в Канаде возраста 1340 млн. лет, зафиксированные также среди вулканогенно-осадочных комплексов Канады и США возраста 1400—1100 млн. лет. В связи с гренвильскими гранитами существенных рудных месторождений не отмечено, хотя, возможно, к ним принадлежат редкометалльный щелочной комплекс Илимауссаг в Гренландии возраста 1180—1150 млн. лет, а также пегматиты, отмеченные Л. Н. Овчинниковым и др. без названия места их нахождения.

Байкальский этап (ассинтский, кадилский) охватывающий период времени от 1000 до 600 млн. лет, уже отличался зрелым геосинклинальным развитием. Часть геосинклиналей этого этапа завершила свое существование до палеозоя и фиксируется самостоятельными байкальскими геосинклинально-

складчатыми зонами, в пределах других геосинклинальные условия продолжались в фанерозое и байкальские геосинклинальные формации находятся в основании геосинклинально-складчатых поясов последующих этапов геологической истории. Самостоятельные геосинклинальные образования байкальского этапа сосредоточены вдоль окраин Восточно-Европейской, Сибирской, Индийской, Африканской, Китайской и Австралийской платформ, но известны и внутри платформ, например, в Тимано-Печерской области. Они сложены мощными осадочно-вулканогенными толщами пород, претерпевшими к концу их накопления метаморфизм и гранитизацию; среди них выделяются внутренние пояса офиолитов и периферические миеосинклинальные зоны с гранитоидами.

Для байкалид отчетливо намечаются две группы эндогенных рудных месторождений. Ранняя группа, связана с базальтоидным магматизмом как глубинных, так и приповерхностных фаций, поздняя группа ассоциирована с гранитоидами. К глубинным основным породам принадлежат, например, магматические месторождения титано-магнетитовых руд Норвегии (Егерзунд) возраста 950 млн. лет, аналогичные месторождения Канады (Лауренс Ривер) возраста 850 млн. лет, а также, по-видимому, Кусинского района на Урале. С базальт-липаритовыми вулканическими формациями связаны колчеданные месторождения Северной Америки возраста 800—600 млн. лет, а также Сибири — Холодининское возраста 1000—900 млн. лет и Горевское возраста 970—870 млн. лет.

Наиболее типичными продуктами байкальских гранитоидов являются пегматиты и грейзены, содержащие вольфрам, олово, тантал, ниобий, литий возраста 1000—800 млн. лет, известные, например, в Египте, Уганде, Трансваале, Индии, Австралии. Сведения о платформенных эндогенных месторождениях байкальского этапа отрывочные, но тем не менее они, вероятно, формировались, о чем, например, свидетельствует свинцово-цинковая минерализация в карбонатных толщах севера Канады возраста 1000—700 млн. лет.

Каледонский этап, приходящийся на период времени 600—400 млн. лет, завершил геосинклинальное развитие в областях самостоятельной каледонской складчатости, таких как, например, Алтае-Саянская область в Советском Союзе или Прибрежная область Норвегии и Великобритании и предшествовал последующему развитию в областях с более поздним геосинклинальным режимом. Этот этап отличается интенсивной ранней геосинклинальной стадией и слабыми орогенными тектоникой и магматизмом поздней стадии. Тем не менее в его рамках возможно выделить не только базальтоидный магматизм и рудоносность геосинклинальной стадии, но также прояв-

ления гранитоидного магматизма и металлогени орогенной стадии и платформенного состояния.

Базальтоидный магматизм каледонского этапа был односторонним. Глубинные ультраосновные и основные интрузии и связанные с ними магматические месторождения хромитов и титано-магнетитов проявлены чрезвычайно слабо; несколько отчетливее выражены кислые производные базальтовой магмы в виде плагiogранитов и плагносиенитов, которым принадлежат железо-скарновые месторождения, например, Алтае-Саянской области. Зато базальтоидный вулканизм был обильным. Он обусловил широкое развитие каледонских колчеданных месторождений, к которым относится колчеданно-полиметаллические руды Фосен в Норвегии возраста 500 млн. лет, Стекенек в Швеции возраста 450 млн. лет, Рио Тинто в Испании возраста 450 млн. лет, Бодвин в Бирме возраста 500 млн. лет, Австралии, Тувы и Южного Прибайкалья (Озерное) возраста 500 млн. лет.

С каледонскими гранитами связаны незначительные редкометалльные пегматиты, альбититы и грейзены Алтае-Саянской области, второстепенные меднопорфировые месторождения Казахстана возраста 480—470 млн. лет, гидротермальные месторождения золотых руд, например, Лоллжеллад в Великобритании возраста 430 млн. лет и полиметаллических руд, например Херлик, там же, возраста 440 млн. лет.

Представителями платформенных образований каледонского времени могут служить железо-редкометалльные карбонаты Фен в Норвегии возраста 600—550 млн. лет и ранняя полиметаллическая минерализация Миссисипского бассейна возраста 530—470 млн. лет.

Герцинский этап (варисский) проявился во время от 400 до 250 млн. лет во всех палеозойских и более молодых геосинклинальных системах. Как известно, наиболее представительными геосинклинально-складчатыми областями герцинского этапа являются крупнейший Урало-Монгольский пояс и герцинская складчатая область Западной Европы.

Соотношение процессов ранней геосинклинальной и поздней орогенной стадий в разных областях герцинских геосинклинально-складчатых систем неравномерное — имеются области с преобладающим ранним базальтоидным магматизмом и металлогенией (Урал, Рудный Алтай и др.), к которым противостоят области с преобладающим более поздним орогенным гранитоидным магматизмом и рудоносностью (Центральный Казахстан, Средняя Азия и др.). Но если рассматривать герцинский этап во всей его совокупности, то он, в целом, определяет общий расцвет геосинклинального развития с обширным базальтоидным магматизмом и рудообразованием ранней стадии и столь же обильным гранитоидным магматизмом и рудными месторождениями поздней орогенной стадии.

Рудные продукты этих стадий хорошо известны. С глубинными базальтоидами ранней стадии связаны неоднократно описываемые магматические месторождения хромитов и титано-магнетитов (Урал и др.); вулканогенным базальтоидам принадлежат медно-колчеданные и полиметаллически-колчеданные месторождения (Урал, Рудный Алтай, Западная Европа).

Герцинские орогенные гранитоиды определяют полную гамму постмагматических рудных месторождений, среди которых известны выдающиеся редкометальные пегматиты, альбититы, грейзены, разнообразные скарновые и гидротермальные месторождения.

Отчетливо проявлена металлогения активизированных платформ, свидетельством чего могут служить пояса щелочных пород с редкометальной минерализацией Кольского полуострова и Норвегии, магматические сульфидные медно-никелевые месторождения в траппах Сибирской платформы, алмазоносные кимберлиты и редкометальные карбонатиты Сибирской и Африканской платформ.

Киммерийский этап возраста 250—100 млн. лет отмечает постепенное затухание геосинклинального периода. В типичном облике он проявлен вдоль приплатформенных окраин Тихоокеанского и Средиземноморского поясов и примыкающих к ним ответвлений, например, в пределах Верхоянской складчатой области. Киммерийский этап отличается резким сокращением базальтоидного магматизма и обусловленного им оруденения. В типичном виде он представлен орогенным гранитным магматизмом как глубинных фаций с плутогенным, так и приповерхностных фаций с вулканогенным постмагматическим формированием месторождений цветных, редких, благородных и радиоактивных металлов.

Альпийский этап соответствует рифтовому периоду времени около 100 млн. лет. Он характеризуется замиранием геосинклинальной деятельности и мощным развитием разломной тектоники в зонах активизации древних и молодых платформ. В альпийских геосинклиналях слабо проявлен базальтоидный магматизм, представленный преимущественно эффузивными сериями с колчеданными месторождениями, например, Малого Кавказа, Кипра, Японии возраста 50—30 млн. лет. С гранитоидами орогенной стадии ассоциированы меднопорфировые месторождения Западных Кордильер и Анд (США, Мексика, Перу, Чили), Филиппин возраста от 50 до 4 млн. лет.

Металлогения разломной тектоники ярче всего проявлена в зонах активизации древних платформ и областей завершенной складчатости, а также в третичных континентальных вулканических поясах. Одним из наиболее ярких примеров зон разломной активизации является протяженный пояс тектонической переработки западного края Американской платформы в Скалис-

тых горах, несущий выдающиеся порфировые месторождения меди (Бингем и др.), молибдена (Кляймакс и др.), метасоматические залежи свинца и цинка (Ледвиль и др.), жилы золота и серебра возраста 50—30 млн. лет. Молодые разломы в древних структурах также контролируют эндогенное оруденение на юге Сибири, на Кавказе, на территории восточного Китая. Вдоль рифтовых систем Африканской платформы следуют цепи редко-металльных карбонатитов и алмазоносных кимберлитов.

Вулканогенные пояса андезит-липаритового состава, следующие вдоль крупных разломов, накладываются на края платформ и примыкающие области завершённой складчатости в пределах Тихоокеанского кольца и Средиземноморской геосинклинально-складчатой области. С ними связаны юные гидротермальные вулканогенные месторождения руд золота, серебра, местами олова и вольфрама (например, Боливийский пояс) возраста 60—20 млн. лет.

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ

1. На всем протяжении геологической истории, начиная с кольского этапа, отмечается необычайно выдержанная повторяемость магматических явлений, соответствующих циклическому характеру развития земной коры; каждому геологическому этапу свойственны более ранние базальтоиды и последующие гранитоиды; соотношение гранитоидного и базальтоидного магматизма за все время формирования земной коры качественно не менялось, происходило лишь изменение количественных соотношений и усложнение вариаций их составов.

2. Генетические группы эндогенных рудных месторождений, в соответствии с устойчивым характером магматизма в истории земной коры, не испытывали изменений; с ранних до поздних этапов геологической истории они были поразительно выдержаны; во все время развития земной коры возникшие генетические группы и классы эндогенных месторождений не вымирали и не заменялись иными.

3. Применительно к циклической повторяемости магматизма закономерно повторялось формирование плутогенных и вулканогенных базальтоидных и гранитоидных серий эндогенных рудных образований, позволяющее выделить последовательные эпохи их возникновения идентичные по генетическому облику, иногда отличные по масштабам проявления.

4. Базальтоидные плутогенные магматические месторождения хромитов, титано-магнетитов и сульфидных медно-никелевых руд впервые возникли в кольский этап возраста 3800—2800 млн. лет и затем фиксировались на всех последующих этапах; вулканогенные колчеданные месторождения появились в

этот же древнейший этап и повторялись на всех позднейших этапах.

5. Гранитоидные пегматиты фиксируют все этапы гранитообразования от метаморфических образований палингенных автохтонных гранитов кольского этапа до самых юных магматогенных пегматитов аллохтонных гранитов; альбититовые, грейзеновые, скарновые и гидротермальные рудные месторождения обнаруживаются с начала появления магматических гранитов в образованиях карельского этапа возраста 2500—1800 млн. лет и повторяются во всех последующих этапах.

6. Можно наметить два главных рубежа начала эндогенного рудообразования: 1) 3800 млн. лет — начало формирования магматических и колчеданных месторождений базальтоидной серии и метаморфогенных пегматитов; 2) 2500 млн. лет — начало образования постмагматических гранитоидных месторождений альбититовой, грейзеновой, скарновой и гидротермальной групп; таким образом, между началом базальтоидного и последующего гранитоидного рудообразования устанавливается разрыв в один миллиард лет.

7. При качественной неизменности генетических групп рудных месторождений на протяжении всей геологической истории, намечаются некоторые количественные сдвиги. Поскольку на ранних этапах геологической истории преобладал базальтоидный магматизм, а на поздних — гранитоидный, эндогенные рудные месторождения базальтоидной серии превалируют в древнейшей истории земной коры, а гранитоидные — на новейших ее этапах.

При составлении настоящего очерка, особенно в части, касающейся датировки геологического возраста рудообразования, кроме материалов автора [5], использовались данные В. И. Казанского, Н. П. Лаверова, А. И. Тугаринова [1], В. Н. Козеренко [2], К. О. Кратца, Ю. И. Соколова, В. Т. Глебовицкого и др. [3], Д. В. Рундквиста [4], Г. А. Твалчрелидзе [6], Ф. С. Тернера [7], А. Д. Щеглова [8], Д. Р. Дерри [9], Р. Е. Фолинсби [10], П. Рутье [11] и ряда других исследователей, ссылки на которых приведены в статье автора [5].

ЛИТЕРАТУРА

1. Казанский В. И., Лаверов Н. П., Тугаринов А. И. Эволюция уранового рудообразования. М., Атомиздат, 1978.
2. Козеренко В. Н. Эндогенная металлогения. М., Недра, 1981.
3. Кратц К. О., Соколов Ю. М., Глебовицкий В. А. и др. Особенности эволюции метаморфогенного рудообразования в докембрии СССР. Геология рудных месторождений, 1973, № 6.

4. Рундквист Д. В. Эволюция рудообразования во времени. — В кн.: Геологическое строение СССР. Т. V. М., Недра, 1969.
5. Смирнов В. И. Эндогенное рудообразование в геологической истории. Геология рудных месторождений, 1982, № 4.
6. Твалчредидзе Г. А. О главнейших металлогенических эпохах Земли. Геология рудных месторождений, 1970, № 1.
7. Тернер Ф. С. Металлогенические провинции и эпохи. — В кн.: Проблемы рудных месторождений. М., ИЛ, 1958.
8. Щеглов А. Д. Основы металлогенического анализа. Изд. 2, М., Недра, 1980.
9. Derry D. R. A concise world atlas of geology and mineral deposits. London, 1980.
10. Folinsbee R. E. Variations in the distribution of deposits with time. In: Mineral deposits and the evolution of the biosphere, 1980.
11. Routhier P. On sont les metaux per l'avenir. Mem. du Brgm, 1980, n°105.

4732



ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ЭНДОГЕННОЙ МЕТАЛЛОГЕНИИ
СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ ЮГА СИБИРИ

Территория южной Сибири, включая складчатые области обрамления Сибирской платформы, — Алтае-Саянскую, Саяно-Байкальскую области, Енисейский кряж, Забайкалье входит в состав обширного Центрально-Азиатского складчатого пояса и является одной из важнейших металлогенических провинций Советского Союза. В ней размещаются промышленные месторождения железных руд, свинца, цинка, меди, молибдена, золота и редких металлов, а также — асбеста, слюды и других полезных ископаемых. На базе этих месторождений минерального сырья созданы и успешно развиваются традиционные и новые направления горнодобывающей промышленности.

Эта обширная территория изучалась многочисленными геологами, среди которых были такие выдающиеся исследователи как В. А. Обручев, С. С. Смирнов, А. Е. Ферсман, М. А. Усов, Ю. А. Билибин, заложившие основу наших представлений о геологии и металлогении провинции и раскрывшие перспективы отдельных рудных областей и районов. В последующие годы был выполнен ряд исследований, наиболее значительными из которых можно назвать работы: Е. Н. Алтухова, В. А. Амантова, А. Н. Булгатова, Д. И. Горжевского, Л. П. Зоненшайна, В. Н. Козеренко, Л. И. Красного, А. А. Моссаковского, М. С. Нагибиной, Л. М. Парфенова, П. М. Хренова, А. Д. Щеглова и др. Эти материалы, а также исследования авторов [5, 7, 8, 9] создают основу для металлогенического анализа данного региона.

Как известно, методической основой металлогенического анализа является исторический метод, выделение эпох рудообразования в закономерной связи с этапами геологического развития, тектогенеза и магматизма. Вторым принципом анализа должен быть формационный метод выяснения связей рудных формаций и их генетических рядов с магматическими и геологическими формациями, поскольку, именно ряды или наборы рудных формаций определяют металлогенический тип структурных элементов земной коры [6].

В строении складчатых систем юга Сибири участвуют различные по времени консолидации складчато-глыбовые структуры, из которых главнейшее значение имеет байкалиды, т. е. складчато-глыбовые структуры, испытавшие геосинклинальное развитие и консолидацию в позднем протерозое (рифее) и каледониды. К байкалидам относятся структуры северного Прибайкалья и Забайкалья, т. е. Байкало-Витимская складчатая область, а также часть Восточного Саяна и Енисейского кряжа. Не меньшее значение имеют каледониды, среди которых выделяются ранние каледониды (салаириды), слагающие восточную часть Алтае-Саянской складчато-глыбовой области, завершившие геосинклинальное развитие в позднем рифее — раннем палеозое, и поздние каледониды (Западный Саян, Горный Алтай), консолидированные в среднем палеозое. Наконец, выделяются герциниды, к которым относятся западные окраины Алтае-Саянской области, юго-восток Забайкалья и связывающие их структуры Монголии [15].

Расположение этих складчато-глыбовых систем по отношению к Сибирской платформе — зонально. Непосредственно к платформе примыкают байкалиды, за ними располагаются каледониды и, во внешней зоне, — герциниды. Салаирский кряж и часть Горного Алтая выделяются как переходные области унаследованного каледонско-герцинского развития. Кроме того, оконтуриваются области и зоны позднегерцинской и мезозойской тектоно-металлогенической активизации.

Среди складчатых систем, особенно — байкалид и ранних каледонид, выделяются блоки метаморфических комплексов, близкие по составу архейским и раннепротерозойским комплексам Алданского щита и Становика, причем в некоторых блоках имеются признаки дорифейского оруденения. Это позволяет судить о добайкальской истории развития в металлогении территории юга Сибири на самых ранних этапах ее развития. Наличие таких блоков не только в байкалидах Восточного Саяна и Енисейского кряжа, но и в пределах каледонид Алтае — Саянской области и Монголии [2], может быть доказательством того, что фундаментом рифейских и каледонских геосинклиналей на этой территории была уже достаточно однородная консолидирующая континентальная протогора, о структуре которой можно судить только по фрагментам. Это помогает выяснению геодинамических обстановок на самых ранних этапах геологического развития региона [11, 1].

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЭТАПЫ

При выделении металлогенических этапов мы, следуя за многими исследователями [13, 12], исходим из того, что метал-

логенические этапы (эпохи) соответствуют тектоно-магматическим этапам или циклам.

В истории развития складчатых структур юга Сибири выделяются следующие этапы: дорифейские (архей — ранний протерозой), рифейский или байкальский, каледонский, герцинский и мезозойский.

В дорифейской истории, судя по отдельным блокам древнейших комплексов пород и по составу подобных комплексов в соседних структурах Алданского щита и Станового хребта, можно выделять архейский этап, с которым связывалось формирование гнейсов, кристаллических сланцев, кварцитов и мраморов иенгрской серии Алдана, где в это время появились железорудные месторождения формации магнетитовых скаринов, флогопита и апатита (2600—2400 млн. лет).

Более уверенно можно судить о раннепротерозойском (или позднеархейском) этапе, когда, видимо, более отчетливо сформировались гнейсовые купола и зеленокаменные пояса. В последних преобладают метаморфизованные основные эффузивы, кварциты, в том числе железистые, мраморы, как это наблюдается в древних троговых структурах Алдана, в частности в борсалинском, с которыми связаны месторождения магнетитовых кварцитов Чаро-Токкинского района. Формирование последних, по-видимому, относится к карельскому этапу (1800—1700 млн. лет), с которыми связывается формирование всех выдающихся месторождений железистых кварцитов мира, в том числе Кривого Рога и Курской магнитной аномалии. В карельском этапе возникают линейные пояса полевошпатовых метасоматитов Кодаро-Удоканского района с редкометальным оруденением. Видимо это был этап крупной деструкции континентальной коры, образования глубинных разломов, проникающих в мантию Земли. Вероятно, они первоначально имели характер рифтов, вызванных раздвижением континентальных геоблоков, а затем могли перерасти в эвгеосинклинальные шовные прогибы [3, 4].

Карельский этап во многих районах сопровождался гранитными интрузиями, иногда с пегматитами. Сюда относятся слюдяные пегматиты Мамского пояса в Северном Прибайкалье с абс. возрастом 1800 млн. лет.

В дорифейских блоках среди байкалитид и каледонид юга Сибири отмечаются комплексы гнейсов и кварцитов с месторождением магнетитовых руд, слюдяных пегматитов в толще раннего протерозоя Тувино-Монгольского (Сангиленского) массива, железистые кварциты в гнейсовой толще Шарыжалгайского выступа в Восточном Саяне. В эвгеосинклинальных прогибах могут быть проявления медно-колчеданного оруденения, как это отмечается в массиве Станового хребта.

В раннем — среднем протерозое вдоль юго-восточной окраины Сибирской платформы оформились крупные краевые разломы и образовался Восточно-Сибирский вулканоплутонический пояс, в связи с которым сформировалась аквитанская серия вулканитов и комагматичных интрузий с проявлениями существенно редкометального оруденения. В то же время в зонах краевых прогибов с терригенными толщами были сформированы стратиформные месторождения цветных металлов, в том числе Удоканское месторождение медистых песчаников (1800 млн. лет).

Таким образом, раннепротерозойский, особенно карельский металлогенический этап на территории складчатого обрамления Сибирской платформы был достаточно продуктивным, хотя судить о нем в полной мере можно только по реликтам архенд и карелид и по аналогиям с металлогенической характеристикой окраин зон последующей байкальской складчатости.

Наибольшее значение имел позднепротерозойский (байкальский) металлогенический этап. В начале его происходит деструкция земной коры, в данном случае — карелид, образование системы глубинных разломов и заложение складчатой системы, обрамляющей Сибирскую платформу (Енисейский кряж, Восточный Саян, Забайкалье). На ранних стадиях формируются эвгеосинклинальные приразломные прогибы с базальтоидными вулканитами, интрузиями альпинотипных гипербазитов и расслоенных габбро-перидотитов с месторождениями хромитов, асбеста, титано-магнетитов, а также медно-никелевой минерализацией. В вулканогенно-карбонатных толщах формируются стратиформные колчеданно-полиметаллические месторождения — Холоднинское в Северном Прибайкалье, а также месторождения железистых кварцитов. Во внешних поясах байкалид в зонах сульфидизации размещаются метаморфогенно-гидротермальные концентрации золота, в карбонатных толщах — свинцово-цинковые (Енисейский кряж, Прибайкалье) стратиформные месторождения. С гранитоидами средних стадий байкальского этапа связаны проявления молибдена, свинца и цинка, редких металлов. В рассматриваемом регионе байкальский (позднепротерозойский) этап представлен достаточно полно и отмечается высокой металлогенической продуктивностью.

Не меньшее значение имеет каледонский этап развития складчатых систем юга Сибири, наиболее полно и отчетливо выраженный в Алтае-Саянской области и Северной Монголии. При этом, как видно, особое значение имеет раннекаледонский (салаирский) этап. Здесь возобновляются более ранние и формируются новые зоны глубинных разломов (в связи с новым этапом деструкции допалеозойской земной коры, раздвижением геоблоков), зарождаются новые эвгеосинклинальные (офиолитовые) приразломные прогибы, заполненные производными

плавления вещества верхней мантии: вулканитами базальтоидного ряда, интрузиями альпинотипных гипербазитов, габбро и плагиогранитов. Терригенные и карбонатные толщи имеют ограниченное развитие. Консолидация этих раннекаледонских структур происходит в середине кембрия, сопровождаясь крупными интрузиями гранитоидных батолитов «пестрого состава» толент-гранодиорит-гранитовой формации (таннуольский, мартайгинский, джидинский и др. комплексы). К этому этапу относится формирование месторождений хризотил — асбеста, хромитов, колчеданно-полиметаллических руд вулканогенно-осадочного типа (Еравнинский рудный район), железных руд гематит-магнетитовой вулканогенной формации, скарново-магнетитовых месторождений (Горная Шория), проявления золотоносности. С этим же этапом связано формирование не крупных месторождений фосфоритов. В восточной части рассматриваемых территорий развитие ранних каледонид шло несколько иначе. Здесь сформировалась система существенно многоэосинклинальных прогибов с ограниченным развитием вулканитов и преимущественным накоплением терригенных и карбонатно-терригенных толщ. В Восточном Саяне и примыкающих районах Северной Монголии на этом этапе формируются месторождения фосфоритов и бокситов (Хубсугульский бассейн, Боксонское месторождение).

К позднекаледонскому этапу развития относится формирование существенно терригенно-геосинклинальных прогибов Западного Саяна и Горного Алтая. Они начинали свое развитие в раннем кембрии как эвгеосинклинальные прогибы с офиолитовыми, в том числе гипербазитовыми, комплексами, но, в отличие от структур консолидированных в середине кембрия (Кузнецкого Алатау, части Восточного Саяна, Востока Тувы, Западного Забайкалья), продолжали свое развитие в качестве терригенных геосинклиналей в позднем кембрии, ордовике и силуре. Консолидация этих структур сопровождалась интрузиями каледонских гранитоидов с вольфрам-молибденовым оруденением.

Весьма отчетливо проявился герцинский этап развития (девон — поздний палеозой). В это время на юге сформировалась новая геосинклинальная система, протягивающаяся от Восточного Казахстана до Восточного Забайкалья. В то же время среди каледонид и байкалид возникли и продолжали развитие каледонско-герцинские прогибы, в том числе Кузнецкий, Минусинский и другие. Различный характер имели магматизм и ассоциирующее с ним оруденение. В геосинклинальной системе сформировались комплексы офиолитов, представленные в Иртышской зоне и особенно широко в Алтае-Гобийской зоне Монголии. В их составе участвуют вулканиты базальтового ряда, альпинотипные гипербазиты, габброиды, глинистые и кремнистые сланцы. Во внешней зоне геосинклиналей (Рудный Алтай)

преобладают производные дифференцированной базальтоидной магмы с широким развитием эффузивов кислого состава. С вулканами здесь ассоциируют известные колчеданно-полиметаллические и барит-полиметаллические месторождения, а также месторождения железных руд кремнисто-гематитовой формации.

На герцинском этапе (в основном в среднем-позднем девоне) продолжалось и закончилось геосинклинальное развитие некоторых зон среди поздних каледонид (Ануйско-Чуйская зона Горного Алтая, Салаир), которые приобрели характер зон полициклического развития [5].

Формирование и консолидация герцинских геосинклинальных систем, приуроченных к структурам байкалид и каледонид, сопровождалось гранитоидным магматизмом и ассоциированным с ним эндогенным оруденением. В западной части Алтае-Саянской области и в Монгольском Алтае широко проявились позднегерцинские гранитные интрузии, аналоги так называемого Калбинского комплекса. Они сопровождаются вольфрам-молибденовым, редкометальным, иногда — оловянным оруденением. Видимо, в то же время, в связи с постмагматической деятельностью и процессами метаморфизма, формируются железорудные месторождения скарновой магнетитовой формации (Горный Алтай). Среди ранних каледонид востока Алтае-Саянской области в девоне появляются интрузии щелочных пород — нефелиновых сиенитов, представляющих большой интерес как сырье для получения глинозема, а также щелочных гранитов с ассоциирующим с ними редкометальным и редкоземельным оруденением. Тогда же формируются гранитоидные вулканоплутонические комплексы с медным и молибденовым оруденением, принадлежащим к порфировому формационному типу.

В позднем палеозое закончилось геосинклинальное развитие и окончательно сформировалась складчато-глыбовая система южного обрамления Сибирской платформы. Дальнейшая ее перестройка и усложнения связаны с процессами мезозойской тектоно-магматической и металлогенической активизации.

Мезозойский этап тектоно-магматической активизации складчатой системы юга Сибири, очевидно, был связан с эпохой общепланетарной перестройки земной коры и раздвижения континентов. Наиболее интенсивно он проявился на востоке региона — в Забайкалье и в восточной части Монголии, где более сказывалась близость к мезозойским геосинклиналям Тихоокеанского пояса. В результате были обновлены глубинные разломы, оформились приразломные прогибы Забайкальского типа, заполненные главным образом юрскими вулканогенно-осадочными толщами. Энергично проявился магматизм с излияниями и интрузиями магм различного состава. Наибольшее значение придается интрузивам гранитоидов нескольких типов, в том числе гранитоидов латитового типа. Эндогенное оруденение,

связанное с мезозойской активизацией каледонских и герцинских структур Забайкалья и востока Монголии, представлено довольно разнообразными месторождениями вольфрама, молибдена, олова, золота, свинца, цинка и редких металлов (ранняя стадия), а также месторождениями флюорита, сурьмы, ртути и мышьяка во второй стадии оруденения.

На западе — в Горном Алтае, Туве и Северо-Западной Монголии мезозойская активизация выразилась в подновлении зон глубинных разломов, глыбовых движениях, появлении довольно редких даек щелочных базальтоидов и эпитермального оруденения, представленного медно-никель-кобальтовой, сульфосольной серебросодержащей, ртутной, редкоземельно-барит-сидеритово-флюоритовой рудными формациями.

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ

Складчатая система, окаймляющая юг Сибирской платформы, может быть выделена в качестве Южно-Сибирской металлогенической провинции. Она имеет отчетливо выраженное зональное строение. В ее пределах выделяются следующие металлогенические пояса (от более древних, непосредственно примыкающих к Сибирской платформе, к более молодым) — 1) Байкало-Саяно-Енисейский металлогенический пояс, соответствующий областям дорифейской и байкальской складчатости; 2) Алтай-Саяно-Забайкальский пояс (области раннекаледонской складчатости) и 3) Алтай-Саянская зона (каледонско-герцинского развития), 4) Восточно-Забайкальско-Монгольский металлогенический пояс каледонид и герцинид, переработанных процессами мезозойской активизации.

При более детальном металлогеническом районировании в составе металлогенических поясов выделяются металлогенические области и рудные районы. В составе Байкало-Саяно-Енисейского пояса, в который входят современные Енисейский кряж, Восточный Саян, Западное Забайкалье и Байкало-Витимская область, должны выделяться: а) складчатые структуры байкалид; б) выступы дорифейского основания байкалид, т. е. карелид; в) миогеосинклинальные перикратонные прогибы и полуплатформенные зоны краевых прогибов; г) шовные офиолитовые зоны; д) эпиконтинентальные рифтогенные трогги. Каждая из этих зон характеризуется своими рядами или наборами рудных формаций. Именно эти наборы или ряды рудных формаций определяют металлогенический профиль зон. Металлогенический пояс байкалид в целом характеризуется следующими рудными формациями: а) железистых кварцитов; б) колчеданно-полиметаллической вулканогенной гидротермально-осадочной (Холодинское месторождение); в) титано-магнетитовой, связанной с

базит-гипербазитовыми массивами; г) хризотил-асбестовой, связанной с альпинотипными гипербазитами (Молодежное месторождение); д) свинцово-цинковой гидротермально-осадочной формацией в карбонатных толщах (Горевское месторождение), железорудной гематитовой осадочной формацией (Ангаро-Питского бассейна) и другими. Металлогенический профиль пояса в целом сналическо-фемический, осложненный минерализацией, связанной с гранитоидами того же и наложенных более поздних этапов: — молибденовой, свинцово-цинковой и др.

В Алтае-Саяно-Забайкальский пояс входят раннекаледонские (салаирские) структуры Алтая, Кузнецкого Алатау, Западного Саяна, юго-западной части Восточного Саяна и Тувинского массива, а также Западного Забайкалья (Джидинская и Удин-Витимская подзоны). В составе его участвуют кроме каледонских складчато-глыбовых структур блоки более древних байкальских и карельских структур, выступы фундамента каледонских геосинклиналей. Кроме того выделяются приразломные шовные зоны офиолитов с цепями альпинотипных гипербазитов и массивами габброидных интрузивов. Они особенно характерны для каледонид, подчеркивают мозаично-блочное строение последних и усиливают фемический металлогенический профиль структур. Кроме раннекембрийских проявлений инициального магматизма: вулканитов базальтоидного ряда, гипербазитов, интрузий габбро-диорит-диабазового и габбро-плагиогранитного ряда, здесь проявились связанные с инверсионной стадией развития каледонид габбро-пироксенит-дунитовые, иногда расслоенные, сопровождающиеся титано-магнетитовым оруденением интрузии, а затем — массивы гранитоидных батолитов с ассоциирующим с ними оруденением — скарново-магнетитовой, скарно-золоторудной и другими формациями.

Для ранних стадий развития раннекаледонских (салаирских) структур, таким образом, характерен преимущественно фемический профиль металлогении: месторождения колчеданно-полиметаллических руд, железа, меди, никеля, хрома, хризотил-асбеста, титана, марганца, золота. Особенно характерны рудные формации: а) колчеданно-полиметаллическая вулканогенная гидротермально-осадочная (Озерное месторождение), б) колчеданно-полиметаллическая субвулканическая гидротермальная (Кызыл-Таштыгское месторождение), в) магнетитовая скарновая (Горная Шория), г) гематит-магнетитовая вулканогенно-осадочная (Кузнецкий Алатау, Восточный Саян); д) самородной меди (Горная Шория), е) хризотил-асбестовая (Ак-товрак, Саянское), ж) марганцевая вулканогенно-осадочная (Усинское), з) кварц-золоторудная гидротермальная.

С девонскими орогенными гранитоидами связана медно-молибденовая формация (Сорское месторождение). Для поздних стадий развития каледонид характерны формации нефелиновых

сиенитов, щелочных гранитов и карбонатитов с редкоземельной минерализацией. Таким образом, для данного пояса в целом характерен силлабическо-фемический профиль.

Алтае-Салаирская зона длительного каледонско-герцинского развития характеризуется наличием офиолитового комплекса в основании разреза. С ним связано хромитовое оруденение и никеленосная кора выветривания мезозойского возраста, лежащая на гипербазитах (Южный Салаир). Затем здесь проявились девонские и позднепалеозойские граниты с вольфрам-молибденовым оруденением, а также связанные со среднедевонскими кислыми вулканитами проявления гематитового и колчеданно-полиметаллического оруденения (Горный Алтай). По вопросу о возрасте и формационном типе известных Салаирских колчеданно-полиметаллических месторождений высказываются взгляды о связи их со среднекембрийским вулканизмом, но более достоверно обосновывается другая точка зрения об их герцинском возрасте и связи с базальтоидным комплексом малых интрузий и тектонической зоной сопряжения Салаира и Кузнецкого прогиба.

Металлогеническая характеристика областей мезозойской тектономагматической активизации приведена выше.

Сложное строение имеют и другие металлогенические пояса. Особенно сложны и многоступенчатые металлогенические процессы в Восточном Забайкалье, представляющем собой область каледонско-герцинской консолидации интенсивно переработанную процессами мезозойской тектономагматической активизации. Процессы рудообразования в этом регионе связаны, главным образом, с мезозойской металлогенической эпохой, в период которой он входил в состав Монголо-Охотской ветви Тихоокеанского металлогенического пояса.

Таким образом, рудные месторождения в Южно-Сибирской металлогенической провинции сформировались в течение нескольких этапов геологического развития и соответствующих металлогенических эпох.

Особо необходимо отметить важную роль в металлогении и структурной эволюции полициклической складчато-глыбовой области южно-сибирской части Центрально-Азиатского складчатого пояса длительно и унаследованно развивавшихся зон глубинных разломов — разрывов, проникающих в мантию Земли и контролируемых многообразными эндогенными процессами. Большинство глубинных разломов, разделяющих основные структурно-формационные области региона и определяющие положение эвгеосинклинальных зон, являются унаследованными от допалеозойских эпох тектонического развития, что в значительной мере определяет преемственность тектонического плана разновозрастных структурных комплексов. Выделяются глубинные разломы типа краевых швов, в том числе тех, которые отделяют

кратон Сибирской платформы от обрамляющих ее складчато-глыбовых структур. К глубинным разломам относятся шовные структуры внутри геосинклинально-складчатой системы, разделяющие ее на ряд различных по размеру блоков, в том числе срединных массивов. С глубинными разломами связываются многие геосинклинальные прогибы и, особенно, эвгеосинклинальные трогии. Обычным наиболее устойчивым признаком* глубинных разломов являются гипербазитовые пояса, т. е. цепи массивов альпинотипных гипербазитов в ассоциации с зеленокаменными вулканитами, производными базальтоидных магм, глинистым и кремнистыми сланцами, а также интрузиями габброидов. Другими словами, в этих случаях наблюдаются обычно узкие шовные офиолитовые пояса. Строение зон глубинных разломов часто бывает достаточно сложным. Кроме гипербазитов и офиолитовых поясов, в составе зон глубинных разломов иногда участвуют тектонические блоки гнейсов и кристаллических сланцев, а также толщи пород, выполнявших приразломные прогибы на более поздних стадиях их развития.

Зоны глубинных разломов контролируют линейные рудные пояса и несут различную металлогеническую нагрузку. Глубинные разломы в архейско-протерозойских толщах сопровождаются своеобразными полевошпатowymi метасоматитами с редкометальным оруденением. С офиолитовыми комплексами ранних стадий развития эвгеосинклинальных зон и рифтогенных трогов связано колчеданно-полиметаллическое (в том числе медно-колчеданное кипрского типа), медно-никелевое, хромитовое оруденение, хризотил-асбестовая и тальковая минерализация. С орогенными стадиями развития и, особенно, с мезозойской активизацией зон глубинных разломов связано разнообразное эпitherмальное оруденение, ассоциирующее во многих случаях с проявлениями глубинного щелочно-базальтоидного магматизма: арсенидное никель-кобальтовое, флюоритовое, золото-серебряное, ртутное и т. д. Во многих рудных поясах, контролируемых зонами глубинных разломов (Кузнецко-Алтайский, Саяно-Тувинский и др.), совмещено многоэтапное и разновозрастное оруденение.

Обращаясь к общему анализу металлогенической эволюции Южно-Сибирской провинции следует отметить, что в целом проявляется направленное развитие процессов рудообразования, выраженное в тенденции смены эндогенного оруденения (и, соответственно, магматизма) от преимущественно фемического, на ранних этапах развития провинции, к фемическо-сиалическому на поздних этапах. Вместе с тем, эволюционное развитие, как видно, неоднократно нарушалось перерывами, наиболее крупные из которых вероятно имели характер глобальных перестроек земной коры. Этапы сжатия чередовались с этапами растяжения с широким развитием процессов рифтогенеза [10, 14]. Ха-

рактарно, что после каждого перерыва, вызванного деструкцией коры в краевых частях кратонов, развитие магматизма и оруденения чаще всего приобретало тот же характер — от фемического к сналическо-фемическому и, затем — к сналическому типу. Следовательно, здесь проявляется направленно-циклическое развитие тектонических структур, магматизма и эндогенной металлогении, что было ранее отмечено в Алтае-Саянской складчатой области [5]. Можно думать, что цикличность общего процесса формирования провинции и отдельных этапов определяется периодическим поступлением в земную кору глубинного вещества мантии Земли и ее производных — магматических комплексов и рудообразующих флюидов. Общая направленность процесса развития земной коры, по крайней мере для фанерозоя, определяется постоянной литификацией земной коры, увеличением мощности коры континентального типа и, в связи с этим, формированием на более поздних этапах и стадиях ее развития, т. е. в более поздние металлогенические эпохи, месторождений преимущественно литофильных элементов. Направленность металлогенической эволюции выражается и в расширении наборов рудных формаций и участвующих в их составе новых элементов, которые практически отсутствовали в эндогенном оруденении ранних металлогенических этапов. Это так же закономерно определяется увеличением мощности и усложнением состава зрелой земной коры континентального типа. Все это согласуется с представлениями о том, что «история формирования земной коры укладывается в серию импульсов растяжения и сжатия, соответствующих ее геологическим циклам или этапам, определяющим пульсационный характер геологической истории, вероятно на фоне общего изменения объема планеты» [12].

ЛИТЕРАТУРА

1. Алтухов Е. Н. Докембрийская тектоника и металлогеническая зональность Центральной Азии. М., Недра, 1980.
2. Зайцев Н. С., Лувсанданзан Б., Нагибина М. С. Тектоника Монголии. — В кн.: Тектоника Азии. 27-й Международный геол. конгресс. Докл. т. 5. М., Наука, 1984.
3. Казанский В. И. Эволюция тектонических структур и эндогенное оруденение древних щитов. М., Наука, 1978.
4. Красный Л. И. Геология региона Байкало-Амурской магистрали. М., Недра, 1980.
5. Кузнецов В. А. Алтае-Саянская металлогеническая провинция и некоторые вопросы металлогении полициклических складчатых областей. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. VIII, М., Наука, 1967.

6. Кузнецов В. А. Рудные формации. — Геол. и геофиз., 1972, № 6.
7. Кузнецов В. А. Магматизм и рудные формации. — В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск, Наука, 1973.
8. Кузнецов В. А., Дистанов Э. Г., Оболенский А. А. и др. Основы формационного анализа эндогенной металлогении Алтае-Саянской области. Новосибирск, Наука, 1966.
9. Кузнецов В. А., Дистанов Э. Г., Синяков В. И., Сотников В. И., Хренов П. М. Рудные формации и общие вопросы металлогении складчатых областей юга Сибири. — В кн.: Металлогения Урало-Монгольского складчатого пояса, т. I. Алма-Ата, АН Каз. ССР, 1983.
10. Милановский Е. Е. Рифтогенез в истории Земли. М., Недра, 1983.
11. Салоп Л. И. Геологическое развитие Земли в докембрии. Л., Наука, 1982.
12. Смирнов В. И. Эндогенное рудообразование в геологической истории. — Геология рудных месторождений, 1984, № 4.
13. Твалчрелидзе Г. А. О главнейших металлогенических эпохах Земли. — Геология рудных месторождений, 1970, № 1.
14. Твалчрелидзе Г. А. Опыт систематики рудоносных континентальных рифтогенных структур. — Геология рудных месторождений, 1984, № 4.
15. Яншин А. Л., Хаин В. Е., Гатинский Ю. Г. Основные проблемы тектоники Азии. — В кн.: Тектоника Азии. 27-й Международный геол. конгресс. Доклад., т. 5. — М., Наука, 1984.

ОСОБЕННОСТИ МЕТАЛЛОГЕНИИ ДОКЕМБРИЯ

Щиты и древние платформы занимают более 70% площади материков Земли и являются носителями крупнейших рудных месторождений: Fe, U, G, Ni, Mn, Cu, Au и многих других металлов. Геологические и экспериментальные данные, полученные в последние десятилетия почти на всех континентах мира, свидетельствуют о принципиальных особенностях геологического развития и металлогении щитов от фанерозойских складчатых областей.

Металлогения щитов и древних платформ определяется тремя резко разграниченными периодами геологической истории формирования: догеосинклинальным в архее; подвижных геосинклинальных зон фундамента в нижнем протерозое; платформенным в позднем протерозое и фанерозое (табл. 1).

1. Металлогения подвижных зон кристаллического фундамента закономерно связана с накоплением металлов в осадочных и вулканических породах в начальные и ранние этапы развития с последующей их концентрацией в средние и конечные этапы вследствие метаморфической и ультраметаморфической дифференциации и протоактивизации.

Металлогения архейского — догеосинклинального цикла геологического развития определилась накоплением Fe, Mn, Ni, Ti, С и других металлов, связанных с грандиозной вулканической деятельностью, представленной основными и ультраосновными магмами. С последними связано образование спилито-кератофировой и офиолитовой формаций, несущих черные и цветные металлы.

Для архейских областей характерны метаморфизм пород амфиболитовой и гранулитовой фаций, сменяющихся зеленосланцевой, приобретая зональный характер. Среди полей ультраметаморфических гранитоидов по многочисленным ксенолитам (останцам) устанавливается первичный состав пород, представленный, преимущественно, основными и ультраосновными вулканитами с подчиненным значением метаседиментов.

Металлогения раннепротерозойского — геосинклинального цикла геологического развития опреде-

Таблица 1

Этапы геологического развития и металлогенические эпохи докембрия

Стратиграфические подразделения	Этапы развития	Геологические процессы	Генетические типы рудных месторождений	Металлогенические эпохи
Поздний протерозой 1650 ± 50 млн. лет	Платформенный	Платформенные осадочные формации Магматическая и метасоматическая активизация	Осадочные, магматические, метасоматические в зонах активизации	Позднепротерозойская
Ранний протерозой 2600 ± 100 млн. лет	Геосинклинальный	Многосинклинальный	Метаморфизованные; метаморфические; ультраметаморфические; эндогенные и метасоматические в зонах протоктивизации	Раннепротерозойская
	Эвмногосинклинальный	Кластогенные осадки и основные вулканы		
	Эвгеосинклинальный	Основные и умеренно кислые вулканы		
Архей	Догосинклинальный	Вулканы с подчиненным количеством осадков	Вулканогенно-метаморфические	Архейская

Региональный метаморфизм
Ультраметаморфизм
Протоактивизация

лилась интенсивной седиментацией, с которой связана концентрация больших масс Fe, Mn, U, Al, Pb, Au и других металлов в терригенных, хемогенных и биогенных осадках (табл. 1).

В течение геосинклинального периода был сформирован сналический слой коры и в основном завершилось образование жесткого кристаллического основания (Восточно-Европейская платформа). Длительная история этого периода запечатлена в полных формационных рядах типичных геосинклинальных осадочных, осадочно-вулканогенных, интрузивных и ультраметаморфических формаций. Среди первых двух генетических групп формаций выделяются; спилит-диабазовая, нижняя терригенная, кварц-кератофировая, джеспилитовая, карбонатно-лагунная и молассовая. Они свойственны различным ступеням метаморфизма, вплоть до гранулитовой фации. Среди интрузивных и ультраметаморфических формаций наиболее характерны плагиогранитовая и плагиомигматитовая, гранодиоритовая, габбро-перидотитовая, ультрабазитовая, малых интрузий гранитондов, основных пород и гипербазитов. Важно подчеркнуть, что формационные типы раннего докембрия возникали в последовательности, весьма напоминающей давно установленные закономерности в строении формационных рядов послерифейских подвижных зон. Наличие определенной зональности в пространственном размещении структурно-формационных областей, важнейшая роль в их образовании глубинных разломов — все это не оставляет сомнений в подлинности геосинклинального режима, господствовавшего в раннем докембрии. Подчеркнем, что окончание этого тектонического режима произошло после образования молассовой формации (Криворожье), венчающей геосинклинальные формационные ряды украинского докембрия. Изотопные даты этого времени — 2,6—1,8 млрд. лет.

В настоящее время доказано, что железо поступало в зону седиментации не только благодаря разрушению вулканических пород, но и в значительной мере непосредственно из основных магм при подводном их излиянии. С этим накоплением железа связано образование большей части джеспилитовой формации, в составе которой сосредоточено более 80% железных руд земного шара, и самые древние в земной коре накопления урана в конгломератовой формации нижнего протерозоя.

В осадочных породах докембрия широко распространены микрорудные фации — породы, в которых содержания многих металлов в несколько раз превышают фоновые. В этих микрорудных фациях сконцентрирована подавляющая часть рудных компонентов осадочных пород. По нашим подсчетам, в 1 км³ осадочных пород протерозоя находилось около 5—8 млн. т. металлов, а одного металла, содержание которого в породе составляет около 0,01% — примерно 0,5 — 1,0 млн. т.

Большие объемы вулканических и осадочных пород в докембрии, а также значительные содержания в них микрорудных фаций показывают, что рассеянные металлы в породах являются неисчерпаемым источником для образования рудных месторождений.

Концентрация металлов в породах при метаморфизме и ультраметаморфизме вызвана перемещением рудогенных элементов при растворении, перекристаллизации и переплавлении первичных вулканитов и осадочных пород. Проведенные подсчеты количества металлов в породах различных фаций метаморфизма и ультраметаморфизма показали закономерное уменьшение их содержаний с развитием метаморфизма от пород зеленосланцевой до гранулитовой фации. Эта общая закономерность выноса металлов при усилении метаморфизма усложняется тем, что в породах определенных метаморфических фаций происходит накопление различных металлов. Многие литофильные элементы, склонные к образованию легкорастворимых соединений, накапливаются в породах низких и средних фаций. Халькофильные элементы, которые весьма активно образуют сульфиды, накапливаются в зонах низкотемпературных фаций метаморфизма. Сидерофильные элементы образуют силикаты и окислы среди пород высоких фаций метаморфизма.

Область ультраметаморфизма характеризуется потерей исходными породами значительных количеств железа, магния, кальция и многих рассеянных металлов, которые накапливались в реоморфических гранитах и метасоматитах. Рудные элементы перемещались постгранитизационными флюидами и растворами и часто образуют месторождения или микрорудные фации, связанные с метасоматитами или жильными зонами, выполняющими открытые полости в породах. Длительная и неоднородная по интенсивности миграция рудогенных элементов в породах, вызванная растворением, перекристаллизацией и расплавлением, привела к сложному распределению металлов в породах, часто не отвечающему их первоначальному содержанию.

Развитие метаморфизма и ультраметаморфизма вулканогенных и осадочных пород, охватившее все докембрийские континенты на толщину сиалической коры, вызвало несравнимое ни с какими другими геологическими процессами перемещение рудогенных элементов в породах. Это перемещение при благоприятных физико-химических условиях приводило к образованию многочисленных метаморфогенных рудных месторождений Fe, Pb, Cu, U и других металлов. В областях регионального метаморфизма образовались метаморфизованные и метаморфические месторождения, в областях развития ультраметаморфизма — ультраметаморфические.

Конечные этапы геологического развития металлогении докембрия характеризуются гидротермальной деятельностью, свя-

занной с протоактивизацией, вызвавшей образование рудоносных тектоно-метасоматических зон под влиянием остаточных (постгранитизационных) флюидов и растворов. Последние не всегда можно с уверенностью относить к протоактивизации, так как они могут быть образованы в конечные этапы геосинклинального развития, когда образование разломов и метасоматические процессы завершали оформление горной страны, развившейся из геосинклинальной торговой области, характерной для протерозоя.

Главнейшие особенности металлогении кристаллического основания щитов и древних платформ:

а) ведущая роль в образовании месторождений принадлежит: вулканогенно-осадочному накоплению металлов в породе и последующему метаморфизму и гранитизации; рудная минерализация связана с метаморфическими породами и ее концентрация зависит от первичного состава пород, степени их метаморфизма и гранитизации;

Региональный метаморфизм и ультраметаморфизм сопровождался перекристаллизацией и переплавлением осадочных и вулканогенных пород, широкой подвижностью элементов, формированием различных метаморфогенных месторождений.

Первичные дометаморфические породы, образованные при вулканизме или седиментации, своим составом определили характер будущего месторождения.

По геологическим условиям метаморфизма выделяется три подкласса метаморфогенных месторождений: метаморфизованные (кварциты, мраморы, кристаллические сланцы и др.), метаморфические и ультраметаморфические (кварцевые, полевошпатовые, слюдяные и др. жилы).

Для метаморфогенного класса месторождений характерна:

— перекристаллизация первичного рудного вещества породы;

— вынос отдельных компонентов из пород и образование жил.

Размещение метаморфогенных месторождений имеет принципиальные особенности: большинство месторождений расположено среди метаморфических пород; наиболее продуктивными являются породы зеленосланцевой и амфиболитовой фаций метаморфизма.

Метаморфогенные железорудные, золотые, медные, полиметаллические и другие месторождения широко распространены на всех щитах мира. К этому разряду относятся крупнейшие месторождения мраморов, кварцитов, различных пегматитов и кристаллических сланцев известных широко на Канадском, Бразильском, Африканском, Индийском и других щитах мира;

б) развитие процессов метасоматического рудообразования по тектоно-метасоматическим зонам большей протяженности

связано с конечными этапами гранитизации метаморфических пород;

в) наиболее высокая рудоносность наблюдается в сложно-складчатых метаморфических породах, в которых образуются метаморфизованные и метаморфические месторождения. По мере развития гранитизации рудоносность пород снижается и она проявляется в образовании постгранитизационных гидротермальных месторождений.

2. Металлогения платформенного периода развития закономерно связана с протерозойской активизацией, приведшей к образованию магматических интрузий, несущих рудную минерализацию. На многих щитах наблюдается: 1) раннепротерозойская активизация (1900—1800 млн. лет), выразившаяся в образовании кислых интрузий, представленных преимущественно калиевыми гранитами и тектоно-метасоматических зон щелочного, кальций-углекислого и железо-магнезиального метасоматоза; 2) позднепротерозойская активизация (1700—1600 млн. лет), представленная интрузиями основных и в меньшей степени кислых магм (формация рапакиви).

Металлогения зон активизации характерна образованием месторождений хромитов, железа, меди, титана, никеля, кобальта, относящихся к собственно магматической группе. В тектоно-метасоматических зонах активизации наблюдается минерализация редких и рассеянных металлов.

Активизация в докембрии Украины носит автономный характер, поскольку не устанавливается какая-либо связь ее с геосинклинальными процессами в смежных территориях, которые уже являлись областями завершенной раннедокембрийской складчатости. Явления тектонической активизации на территории Украинского щита освещаются авторами впервые на основе данных, полученных при исследовании металлогении украинского докембрия и в процессе составления прогнозно-металлогенических карт Украинского щита.

Ранний этап среднепротерозойской активизации проявился в виде интенсивных процессов гранитизации, приведших к образованию многочисленных тел гранитоидов, несущих определенную минерализацию. В основе этого явления лежит образование серии глубинных разломов и зон объемной трещиноватости, разделявших на блоки породы с ярко выраженным предшествовавшим геосинклинальным режимом. Выделяются наиболее крупные массивы гранитоидов, возникшие в рассматриваемый этап активизации: Уманьский, Богуславский, Кировоградский, Бобринецкий, Чигиринский, Житомирский, Вознесенский, Салтычинский и многие другие.

Устанавливается, что с явлениями гранитизации и локального ультраметаморфизма пространственно и генетически связано формирование многочисленных линейных тектоно-метасома-

тических зон. В этот этап необыкновенно широко проявились процессы щелочного метасоматоза. Месторождения и многочисленные рудопроявления редких металлов возникли в этих зонах в связи с процессами щелочного метасоматоза. Наиболее рудоносны альбититы, щелочные сиеениты и отчасти граносиеениты.

Позднепротерозойская эпоха активизации проявилась наиболее интенсивно в краевых частях щита и в поперечных субмеридиональных зонах. Первый тип областей активизации связан с глубинными разломами, вызвавшими обособление щита и формирование окружающих его впадин. В краевых частях щита развиваются крупные, протяженностью 200—300 км, шириной 5—20 км линейные зоны смятия, и сопряженные с ними наложенные впадины. В пределах таких зон породы подвержены повсеместному разгнейсованию, катаклазу, милонитизации. В центральных приподнятых частях развиваются породы гранитоидной щелочной формации (сиеениты, субщелочные граниты, метасоматиты), несущие редкометальное и флюоритовое оруденение. Наложенные впадины имеют грабенообразное строение и выполнены осадочно-вулканогенными породами (конгломераты, песчаники, сланцы, диабазы, порфириты, трахиандезиты, кварцевые порфиры, кварциты) с полиметаллическим, золото-серебряным и редкометальным оруденением.

3. Металлогения осадочного чехла щитов непосредственно связана с образованием осадочных пород чехла. Характерны россыпные, осадочные и инфильтрационные месторождения железа, марганца, титана, олова, золота, алюминия, никеля, циркония и многих других металлов. В осадочных породах чехла известны крупнейшие в мире месторождения марганца, циркония, железа, никеля и урана. Размещение этих месторождений часто приурочено к источникам сноса или депрессиям в рельефе кристаллического ложа. В генетическом отношении — эти месторождения осадочные, россыпные, инфильтрационные или связанные с корами выветривания кристаллических пород.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЭПОХИ

На щитах мира размещены многочисленные месторождения железа, никеля, кобальта, цинка, вольфрама, золота, урана, ванадия, титана, свинца, хрома, меди, которые составляют от 30 до 70% разведанных мировых запасов, связанных с геологической историей догеосинклинального (архей), геосинклинального (ранний протерозой) и платформенного периодов развития (поздний протерозой). По мере изучения докембрия на всех континентах мира выявлены многочисленные рудные месторождения, представленные обычно наиболее крупными их представителями. Таким образом, роль докембрия в мировом балансе руд

продолжает возрастать, что привлекает внимание исследователей докембрийских образований.

Установлены главнейшие особенности докембрия, обусловленные прежде всего: а) геологическим развитием докембрия, отличающимся накоплением многочисленных металлов в земной коре при первичной дифференциации протопланетного вещества; б) большой длительностью докембрийского периода — свыше 3,0 млрд. лет, что во много раз превышает фанерозойское время; в) спецификой первичного накопления рудогенных осадочных и вулканогенных толщ и многократным развитием метаморфизма, приведшего к миграции рудогенных элементов и образованию рудных месторождений; г) докембрийский период был первым наиболее ярко выраженным геологическим процессом накопления металлов в сиалической коре за счет преобразования коры океанической.

Пространственная и временная связь различных групп месторождений с периодами геологического развития в докембрии позволили определить металлогенические эпохи и выделить металлогенические провинции. По современным материалам представляется возможным более или менее уверенно выделить только три эпохи рудной минерализации в докембрии: архейскую с изотопным временем от 3,8 до 2,6 млрд. лет (Сьерра—Леонская по А. И. Тугаринову, раннепротерозойскую со временем от 2,6 до 1,7 млрд. лет (Родезийская и Беломорская по А. И. Тугаринову) и позднепротерозойскую (рифейскую) со временем от 1,65 до 0,68 млрд. лет (Медвежьегорская, Гренвилльская и Катангическая по А. И. Тугаринову). Другие авторы выделяют кроме этих трех еще и среднепротерозойскую с возрастом 1,9—1,6 млрд. лет.

Архейская эпоха относится к самому раннему (3,8—2,6 млрд. лет) догеосинклинальному периоду (мегациклу) геологического развития, отвечающему формированию гранито-гнейсового фундамента древних платформ и щитов. Для него характерны глубокометаморфизованные породы — амфиболовые и пироксеновые гнейсы, мигматиты и гранитоиды. К архейской эпохе приурочены главным образом вулканогенно-метаморфические месторождения железа формации Алгома, медно-никелевые, титановые и циркониевые, а также рудоносные пегматиты с редкими, рассеянными и радиоактивными металлами.

Многочисленные работы последних лет как советских, так и зарубежных ученых, дают некоторое основание для суждения о наиболее ранних условиях образования материков Земли и их металлогенических особенностях [3, 2, 1, 4].

Архейская эпоха, несмотря на большую длительность во времени (3,8—2,6 млрд. лет) более миллиарда лет, не привела к большому скоплению металлов. Судя по геологическим разрезам архейского времени металлогенической особенностью этой

эпохи является: широкий размах недифференцированных основных, ультраосновных и кислых эффузивов или точнее образований сналической коры; подчиненное значение седиментационных пород, как аккумуляторов в отдельных участках металлических компонентов; высокий, в целом, метаморфизм и широко развитый ультраметаморфизм (гранитизация).

Выделяются провинции с развитием архейской рудной минерализации: Сьерра-Леоне в Западной Африке, Онтарио в Канаде, Среднее Приднепровье на Украинском щите, гранито-гнейсовый кратон КМА, Занмандрийский рудный район на Кольском полуострове с месторождениями железа, меди и никеля, а также медно-никелевые месторождения Канадского, Балтийского и Южно-Африканского щитов.

Раннепротерозойская эпоха относится к геосинклинальному периоду геологического развития докембрия, представленного кристаллическими сланцами, кварцитами, мраморами, гнейсами, метабазами, мигматитами и гранитоидами. Эта эпоха очень богата многочисленными осадочно-метаморфическими, метаморфическими и ультраметаморфическими месторождениями железа, золота, марганца, урана, свинца, цинка, меди и никеля. Ни одна последующая эпоха не создала таких крупных, имеющих мировое значение месторождений, как раннепротерозойская.

Металлогенические провинции раннепротерозойской эпохи выделяются на всех щитах мира. Наибольшее металлогеническое значение имеют образования внутренних геосинклинальных зон, примыкающих к глубинным разломам, которые представлены терригенными и хемогенными формациями, нередко богатыми железом, золотом, ураном и медью. Часто они образуют относительно узкие сложноскладчатые полосы метаморфических пород, в пределах которых сосредоточены многие метаморфогенные месторождения. В качестве примера укажем на Сингхбумский пояс в Восточной Индии, рудный район Хамерсли в Западной Австралии, Месаби в США, Медный пояс в Родезии, Криворожско-Кременчугский район в СССР, Лабрадорский в Канаде и другие. Геохимический профиль этой эпохи преимущественно железный, железо-медный, полиметаллический и золото-урановый.

При изучении рудных месторождений щитов отмечается много общих черт не только в стратиграфическом их положении, но и в структурно-литологических особенностях. Отчетливо установлена ведущая роль в металлогении докембрия складчатых зон метаморфизованных вулканогенно-осадочных пород. В осадках и эффузивах этих зон накапливались различные металлы, которые явились источником для концентрации и образования месторождений при региональном метаморфизме.

Высокая рудоносность нижнего протерозоя объясняется благоприятным совпадением многих природных факторов, возникших на рубеже архея и протерозоя: Это интенсивная вулканическая деятельность в позднеархейское время, приведшая к накоплению в эффузивах больших масс черных и цветных металлов, изменение окислительной обстановки в нижнем протерозое, интенсивное развитие растительного мира и активная седиментация с образованием мощных металлоносных осадков, интенсивный метаморфизм, вызвавший миграцию и скопление металлов в месторождениях, и, наконец, гранитизация пород, с которой связан метасоматоз и возникновение многих рудных месторождений.

К этой эпохе относится автономная активизация, проявившаяся на многих щитах мира. С ней связано образование серии разломов и зон объемной трещиноватости, по которым развивались интрузии различных гранитов и метасоматические тела, несущие месторождения редких и цветных металлов.

В пределах Украинского щита нижнепротерозойские образования и связанные с ними месторождения располагаются в относительно узких субмеридиональных складчато-фациальных зонах, развившихся из субгеосинклиналей раннепротерозойского времени. К их числу относятся Криворожско-Кременчугская, Орехово-Павлоградская и Брусиллов-Одесская полосы нижнепротерозойских метаморфических пород. На других щитах наблюдаются аналогичные относительно узкие складчатые полосы метаморфических пород, в пределах которых сосредоточено подавляющее большинство метаморфогенных месторождений.

Позднепротерозойская эпоха. К ней относятся образования, связанные с платформенным периодом развития кристаллического фундамента: зоны тектоно-магматической активизации, представленные основными интрузиями по продольным и кольцевым разломам с образованием месторождений никеля, кобальта, меди, цинка, свинца и других; платформенного чехла позднеархейского и фанерозойского возраста, с которыми связано образование россыпных и осадочных месторождений железа, марганца, титана, олова, цинка, кобальта и других металлов.

Проведенное рассмотрение металлогении щитов позволяет указать на принципиальные отличия металлогении щитов от подвижных зон фанерозоя: а) ведущая роль эндогенного рудообразования закономерно связана с накоплением металлов в вулканитах и осадках и последующей их концентрацией при метаморфизме и ультраметаморфизме; б) размещение месторождений находится в прямой зависимости от состава вмещающих пород, интенсивности их метаморфизма и ультраметаморфизма; в) наиболее рудоносны сложноскладчатые метаморфические по-

роды и по мере усиления метаморфизма и гранитизации их металлоносностью снижается.

Теоретическое значение приведенных новых данных, по нашему мнению, состоит в создании принципиальной схемы эволюции эндогенного рудообразования в раннем докембрии в связи с образованием кратонов, протогеосинклиналей, зон протоактивизации и тектоно-магматической активизации.

С наиболее ранними — архейскими кратонами или прото-континентами генетически связаны месторождения магматические и метаморфогенные, представителями которых являются: метаморфизованные магматические месторождения железа, хромитов, медно-никелевых руд, колчеданных, золота и редкометальных пегматитов. К этому периоду относится формирование железисто-вулканогенных формаций, которые часто образуют зеленокаменные пояса. Они возникли уже на достаточно мощной (до 30—40 км) континентальной коре, имеют возраст от 3,8 до 2,7 млрд. лет [2].

В качестве примера могут быть месторождения супрокрустального пояса Иссуа в Гренландии, где обнаружены железистые кварциты возрастом 3,8 млрд. лет; супракрустальный пояс Уклуна-Норсман в Западной Австралии — месторождения никеля, золота и железистых кварцитов возрастом 3,2—3,45 млрд. лет. Супракрустальный пояс Абитибби на Канадском щите протягивается на 750 км при ширине до 250 км, сложен вулканитами и кластогенно-хемогенными осадочными породами с месторождениями железистых кварцитов, меди, золота, серебра, кадмия. Главная масса рудных месторождений архейских кратонов сосредоточена в супракрустальных поясах.

Для протогеосинклинальных поясов характерны рудообразующие процессы, связанные с седиментацией, сопровождающейся подводным вулканизмом, интрузивным магматизмом и региональным прогрессивным и регрессивным метаморфизмом. Это месторождения железа, марганца, свинца, цинка, меди, редких металлов. В осадочном чехле протоплатформ ведущую роль играют металлоносные конгломераты с месторождениями золота, меди и урана.

Для областей протогеосинклиналей характерны месторождения железных руд железисто-кремнистой формации, являющейся главным поставщиком железа в большинство стран мира. Протогеосинклинальные пояса часто имеют огромную протяженность и обусловлены линейными структурами, в которых супракрустальные комплексы по характеру образования и составу занимают промежуточное положение между архейскими зеленокаменными поясами и позднедокембрийско-фанерозойскими геосинклиналями. Они отличаются полной (линейной) складчатостью, крупными осевыми и краевыми разломами, широким набором геологических формаций: субмаринных, спилит-крато-

фировых, терригенных, хемогенных, карбонатных, граувакковых и др. Интенсивность регионального метаморфизма меняется от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций.

В качестве примера приведем Лабрадорскую складчатую зону в Канаде раннепротерозойского возраста, содержащую железорудные месторождения джеспилитовой формации. Аналогичны протяженные складчатые зоны Русской, Южно-Американской, Австралийской платформ. Одним из ярких примеров полиметаллических месторождений, образовавшихся в протогео-синклинальном поясе докембрия, служит свинцово-цинковое месторождение Брокен-Хилл. К ним же принадлежат железисто-кремнистые формации Европейской части СССР, докембрийские троговые структуры Алдано-Становой области и их металло-гения.

Для областей протоактивизации, детально охарактеризованных, типичны другие генетические классы месторождений: магматический, постмагматический и постметаморфический, связанный с дислокационным метаморфизмом и метасоматозом. В качестве примера укажем на тектонические зоны района оз. Атабаска в Канаде — это разломы Сент-Луи, Блек-Бой, а также детально описанные зоны протоактивизации в Украинском щите.

Области тектоно-магматической активизации завершили процесс рудообразования в докембрийских областях. Для них характерны: а) развитие в докембрии; б) структуры сводово-глыбовых поднятий, приразломные впадины, рифты; в) магматизм выраженный щелочными, щелочно-земельными интрузиями, кимберлитами, реже гранитоидными интрузиями; г) постмагматические гидротермальные месторождения цветных металлов, золота и урана. Примерами могут быть рудоносные полиформационные магматические комплексы центрального типа по данным Украинского, Алданского и Анабарского щитов и Кольского полуострова.

Изучение геологии докембрия, особенно закономерностей рудообразования, всегда и, к сожалению, еще и теперь сопряжено с большими трудностями. Связано это главным образом с тем, что многие породы и руды в докембрии образовались, во-первых, не так, как привычные нам фанерозойские, во-вторых, после своего образования они нередко претерпели существенные изменения и дошли до нас не в своем первоначальном виде. К тому же геологическое строение территорий, сложенных породами докембрия, равно как и полигенность их образования остается далеко неясной, а изучение их еще не приобрело достаточной надежности.

Рассмотренные металлогенические эпохи неоднозначны по размерам и ценности метаморфогенных месторождений, которые с ними связаны. Наиболее продуктивной является раннепроте-

протерозойская металлогеническая эпоха и в меньшей степени позднеархейская. Намечается закономерности стратиграфического положения метаморфогенных месторождений в докембрии. Первая, наиболее общая закономерность, состоит в том, что подавляющее большинство всех метаморфогенных месторождений образовалось на рубеже позднего архея и раннего протерозоя. По изотопному возрасту пород это соответствует интервалу времени от 2600—2500 до 2000—1800 млн. лет, отвечающему одному мегациклу докембрия. Второй закономерностью является размещение различных генетических групп метаморфогенных месторождений в стратиграфическом разрезе. Так, к верхнему архею приурочены, главным образом, вулканогенно-метаморфические месторождения Fe, Cu, Ni, тогда как в нижнем протерозое и особенно в отложениях первых его 1500 м размещено подавляющее количество осадочно-метаморфических месторождений Fe, Cu, Au, U. Наиболее крупные месторождения железа на Канадском, Южно-Африканском, Индийском, Бразильском, Украинском и Курском щитах принадлежат к раннему протерозою. К этому же времени относится образование знаменитых золото-урановых конгломератов и многих медных руд.

При рассмотрении рудных месторождений всех щитов отмечается много общих черт не только в стратиграфическом их положении, но и в структурно-литологических особенностях размещения, уровне метаморфизма, минеральных парагенезисов и геохимических ассоциациях. Отчетливо устанавливается, что складчатые зоны метаморфических осадочно-вулканогенных пород нижнего протерозоя играют выдающуюся роль в металлогении земной коры. В осадках и эффузивах этих зон накапливались различные металлы, явившиеся источником для концентрации их в месторождениях при региональном метаморфизме.

Необычайно высокая рудоносность раннего протерозоя объясняется благоприятным совпадением многих природных причин, возникших на рубеже новой эры. Главнейшие из них следующие:

а) интенсивная вулканическая деятельность в предшествующую позднеархейскую эпоху, обусловившая накопление колоссальных мощностей эффузивов, богатых железом, магнием и алюминием; вулканическая деятельность приурочена к зонам глубинных разломов и геосинклинальных рвов, по которым вулканический материал легко поставлялся через относительно маломощную архейскую кору;

б) с началом протерозоя связано зарождение интенсивной жизни на Земле, вызванное резким повышением содержания кислорода в атмосфере и литосфере, в связи с чем металлы, поступающие в большом количестве в протерозойское море, как продукт разрушения основных вулканических пород, соединя-

лись с кислородом и превращались в нерастворимый осадок в виде гидроокислов и окислов;

в) накоплению грандиозных масс металлов также способствовало отсутствие осадочного покрова, благодаря чему интенсивно происходило химическое разложение эффузивов и вынос из него рудогенных элементов;

г) наличие мощных толщ эффузивов благоприятно сказывалось на накоплении в них железа, меди, никеля, кобальта — типичных металлов для основных вулканогенных пород;

д) решающее значение в концентрации металлов месторождений имели метаморфические процессы, которые вызывали подвижность элементов и скопление их в благоприятных геолого-тектонических условиях.

Рассмотренные главнейшие черты металлогении щитов дают возможность раскрыть последовательность образования минеральных комплексов в истории геологического развития кристаллического фундамента и осадочного чехла, позволяют определить некоторые общие закономерности металлогении щитов и древних платформ, которые характеризуются тремя резко разграниченными периодами развития в связи с геологической историей. Различают металлогению подвижных зон докембрийского фундамента, металлогению платформенного периода развития фундамента и металлогению осадочного чехла.

Металлогения подвижных зон докембрийского фундамента закономерно связана с накоплением металлов в терригенных, хемогенных и вулканогенных породах, а также с метаморфической и ультраметаморфической дифференциацией элементов осадочных и вулканогенных пород. В начальные этапы развития подвижных зон в осадочно-вулканогенных и хемогенных образованиях происходило накопление Fe, U, меньше Ti, Cu, Co, Au, Pt, Cr, Ni. При этом в вулканических породах накапливались Cu, Ni, Co, Cr, в терригенных — Cu, Ti, Au, Pt, U и в хемогенных и хемогенно-вулканических — Fe и в меньшей степени U.

В средние этапы развития, благодаря метаморфизму и ультраметаморфизму, многие металлы оказались достаточно подвижными и при определенных тектоно-физических условиях образовывали промышленные скопления. С метаморфическими процессами связано образование: осадочно-метаморфических месторождений железа (железистые роговики и джеспилиты), урана, меди, полиметаллов, циркина и титана в песчаниках и конгломератах; метаморфических месторождений гематито-магнетитовых, силикатно-магнетитовых, полиметаллических, медных и медно-никелевых руд в эффузивных, а также месторождений графита, мрамора, корунда, силлиманита и другие. С ультраметаморфическими процессами (гранитизацией) связана интенсивная миграция Ti, Fe, Ca, Mo, Cu, V, Pb, Zn, U и других элементов из полей интенсивной гранитизации в области слабо

затронутые или не затронутые гранитизацией. Гранитизация вызвала процессы магнезиального, железного, щелочного, углекислого и других типов метасоматоза, с которыми генетически связано возникновение титано-магнетитовых, силикатно-монацитовых, редкоземельных и других рудных скоплений и месторождений. Выделяется большая группа гранитизационных месторождений, которые можно подразделить на мигматитовые, скарновые, гидротермальные и пегматитовые. В пространственном размещении метаморфогенных месторождений главную роль играли трещинно-складчатые структуры.

В конечные этапы геологического развития подвижных зон в металлогении важная роль принадлежала магматической и постмагматической деятельности, связанной с интрузивами и разрывной тектоникой. С интрузивными породами основного и ультраосновного состава связаны месторождения хромитов и силикатного никеля, кобальта, титана, титано-магнетитов и некоторых редких металлов. Кроме того, многие интрузивные породы явились источником россыпных месторождений в породах рыхлого чехла (Ti, Sn, Zn и др.). Продукты плутоно-гидротермальной деятельности, связанной с интрузиями гранитов, играют второстепенное значение. Эти последние представлены полиметаллами, медью и редкими металлами.

Характер и размещение месторождений различных металлов находятся в прямой зависимости от состава вмещающих пород, метаморфизма и тектонических структур. Так, породы джеспилитовой формации несут в своем составе железорудные, а эффузивно-осадочные — медные, никелевые и кобальтовые месторождения. Песчано-конгломератовые формации включают рудопроявления меди, урана, золота и других металлов. Проявляется зависимость концентрации различных металлов не только от первичного состава пород, но и от подвижности элементов, вызываемой метаморфизмом и гранитизацией. Так, например, гранитизация и образование мигматитов в породах джеспилитовой формации сопровождается выносом железа, магния и кальция и увеличением кремнезема, алюминия и щелочей. В связи с этим, в расслоенных породах в экзоконтакте гранитизации образуются титано-магнетитовые и медные месторождения. Наиболее металлогенными являются сложноскладчатые метаморфические породы. По мере развития в них гранитизации до возникновения полей мигматитов и анатектитов общая металлогенность их снижается. Ведущая роль в эндогенной минерализации принадлежит не магматической деятельности, а метаморфизму и гранитизации. Продукты типичной постмагматической деятельности имеют весьма подчиненное распространение. В конечные стадии гранитизации и метаморфизма проявились процессы, имитирующие плутоно-гидротермальное рудообразование.

В металлогении докембрийских подвижных зон выделяют-ся два главнейших периода — нижний, относящийся к поздне-архейской эпохе, и верхний, относящийся к раннепротерозойской эпохе. Металлогения платформенного периода развития кристаллического фундамента связана с зонами ранней тектоно-магматической или тектоно-метасоматической активизации. К этим зонам относятся месторождения меди, вольфрама, кобальта, никеля, тантало-ниобия, урана, хрома и молибдена, реже свинца и цинка. Кроме того, в платформенный период происходило формирование гипергенных месторождений алюминия, железа, никеля в древних корях выветривания или глубинных зонах окисления. Металлогения платформенного чехла непосредственно связана с образованием пород чехла. Известны платформенные образования верхнепротерозойского, рифейского, палеозойского, мезозойского и кайнозойского возрастов. Для них обычно характерны россыпные осадочные и инфильтрационные месторождения железа, марганца, титана, олова, цинка, кобальта и других металлов. Размещение этих месторождений тесно связано с источниками сноса и фациальными особенностями пород чехла.

Раскрытие истории геологического развития докембрия явилось основанием для выделения разновозрастных подвижных зон, реставрации геосинклиналей с установлением циклов и стадий их развития. Это в свою очередь позволило понять геохимию различных металлов, связанную со стадиями геологического развития геосинклинали и подвижной зоны, понять причины накопления металлов и образования месторождений в ходе седиментационных, вулканогенных и метаморфических процессов.

Все это сделало возможным установить зависимость образования в докембрии месторождений от геологического развития подвижных зон, наметить металлогенические эпохи и приблизиться к пониманию закономерностей размещения полезных ископаемых на территории щитов. Примененные методы к анализу фактического материала и установление закономерности вероятно будут полезны для широких кругов геологов и научных работников, занятых изучением щитов и древних платформ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белевцев Я. Н. Главнейшие принципы металлогении докембрийских щитов. — В кн.: Металлогения и минеральные месторождения. — М., Недра, 1980.
2. Казанский В. И. Эволюция рудоносных структур докембрия: архейские карты и области протоактивизации. — В кн.: Рудоносные структуры докембрия. — М., Наука, 1982.
3. Сидоренко А. В. Предисловие. В кн.: Рудоносные структуры докембрия. — М., Наука, 1982.
4. Goodwin A. M. Metallogenic patterns and evolution of Canadian shield—*Geol. Soc. Austr. Spec. Publ.* 1971, № 3.

О СВЯЗИ МЕТАЛЛОГЕНИИ УРАЛА С ЕГО ГЛУБИННЫМ СТРОЕНИЕМ

Поиски рудных месторождений становятся все более сложной задачей. То, что лежит непосредственно под ногами, уже найдено. Необходимо видеть на глубину. Раскрытие связи размещения рудных месторождений с глубинным строением земной коры, ее отдельных блоков, перспективных территорий — важнейшая проблема. Для ее решения необходим гармоничный комплекс исследований в областях тектоники, петрологии, геофизики, геохимии и других отраслей геологической науки с созданием нового синтетического направления — стереометаллогении. Останемся на одном из аспектов этого направления, опирающемся на интерпретацию накопленных фактических данных.

Славу рудного Урала составляют медно-цинковые, железорудные, хромитовые и золоторудные месторождения ярко выраженного халькофильно сидерофильного (фемического) профиля. Они пространственно и генетически являются неотъемлемой составной частью эвгеосинклинальных зон Урала, в первую очередь Главного эвгеосинклинального пояса (прогиба), носящего также названия Тагило-Магнитогорской мегазоны (прогиба), Зеленокаменной мегазоны, Главной вулканогенной зоны Урала. В меньшей степени эти месторождения распространены в лежащих к востоку двух других эвгеосинклинальных зонах: Восточно-Уральской (Алапаевско-Иргизской) и Зауральской (Тюменско-Кустанайской). В настоящее время, в первую очередь коллективом известных уральских геофизиков, систематизирован значительный материал по природным физическим полям Урала с достаточно уверенной интерпретацией глубинного строения эвгеосинклинальных зон, служащей предметом ряда публикаций последних лет [1, 2, 5, 17, 18].

Представления о строении эвгеосинклинальных зон опираются на материалы глубинного сейсмического зондирования по ряду профилей в сочетании с данными сейсморазведки, гравиметрических и геодезических измерений. Нижняя граница земной коры — поверхность Мохоровичича, при значительных колебаниях глубины ее залегания, сейсмически выражена резко. Она

оценивается по появлению скоростей прохождения упругих продольных волн равных 7,8—8,0 км/сек., отвечающему на Урале глубинам от 36 до 54 км, в среднем $43,2 \pm 3,7$ км. Поверхность «базальтового» слоя сейсмически выражена более слабо и имеет от профиля к профилю скорости, меняющиеся в пределах от 6,6 до 7,5 км/сек. Но она также выделяется как отчетливая опорная сейсмическая граница. Глубина залегания «базальтового» слоя — поверхности Конрада — колеблется от 2 км до 28 км, средняя — $18,7 \pm 4,1$ км. Мощность «базальтового» слоя изменяется от первых км до 48 км, средняя — $24,5 \pm 5,7$ км.

Нами было предпринято пространственно-статистическое сопоставление распределения рудных месторождений в эвгеосинклинальных зонах с распределением глубин залегания «базальтового» слоя, его мощности и мощности земной коры, а также с отношением двух последних величин, определяемым понятием «основность земной коры» [5].

Главный эвгеосинклинальный пояс Урала имеет протяженность 2300 км и по геофизическим данным подразделяется на ряд мегаблоков. Среди выделенных Б. Г. Семеновым, Е. М. Ананьевой и др., трех мегаблоков (18) поперечными глубинными разломами Южно-Уральский делится еще на Южно-Уральский и Мугоджарский, а Северо-Уральский на Северо-Уральский и Полярно-Уральский. Таким образом, распределение рудных месторождений в связи с глубинным строением по простиранию может быть рассмотрено для Главной эвгеосинклинальной зоны не только в целом, но и сопоставлением по пяти отдельным блокам.

СТАТИСТИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

В пространственно-статистическом анализе было учтено 301 проявление золота (в подавляющем большинстве мелких и давно выработанных), 179 медноцинковых колчеданных, 166 скарново-магнетитовых, 92 месторождения хромита и 42 месторождения титаномagnetита. На рис. 1 и 2 показано их фактическое распространение, на рис. 3 изолинии глубины залегания «базальтового» слоя и его мощности, на рис. 4 — изолинии мощности земной коры (глубины залегания поверхности Моховичича) и ее основности. Нетрудно заметить, что все эти четыре карты изолиний имеют сходное строение. В срединной части Главного эвгеосинклинального пояса наблюдается отчетливое поднятие «базальтового» слоя, распадающееся на отдельные хребты и цепочки вершин. Этому поднятию соответствует увеличение мощности «базальтового» слоя и естественное увеличение основности земной коры. И мощность земной коры также заметно увеличивается в этой хребтовой зоне. Таким образом, «ба-

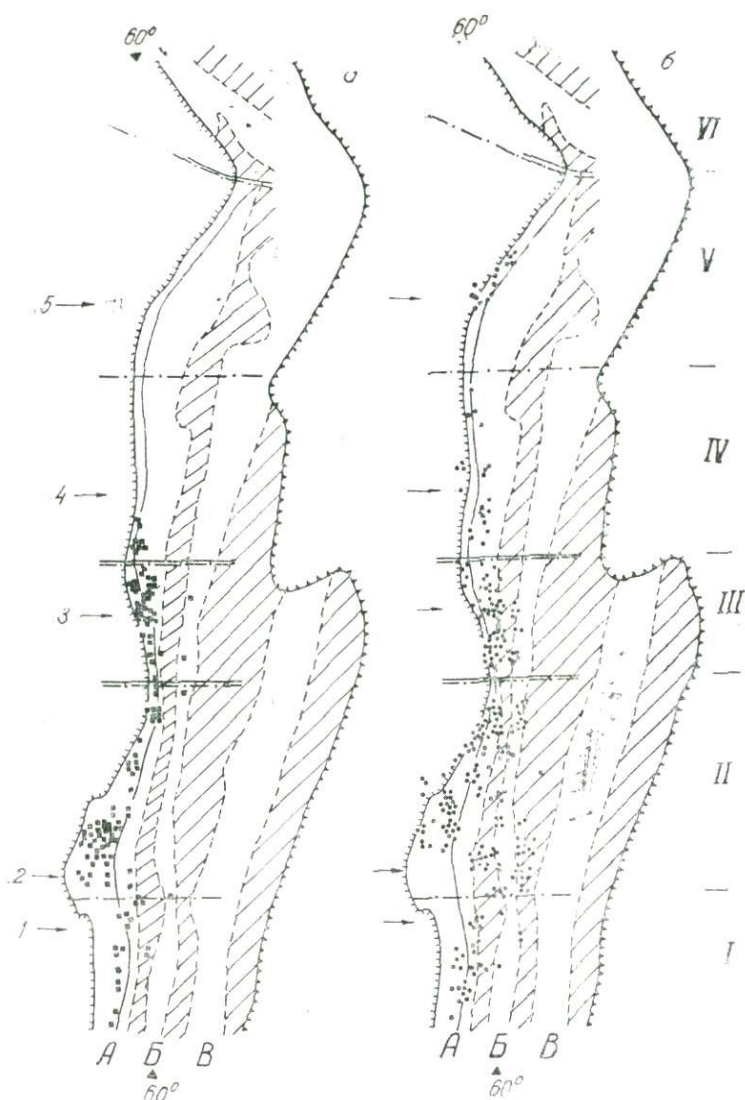


Рис. 1. Распределение медноколчеданных (а) и золоторудных (в) месторождений на Урале

А — Главный эвгеосинклинальный прогиб, Б — Восточно-Уральский прогиб, В — Зауральский прогиб. Сплошная жирная линия в А — осевая плоскость наибольшей основности. Римские цифры справа — номера мегаблоков: I — Мугоджарский, II — Южно-Уральский, III — Средне-Уральский, IV — Северо-Уральский, V — Полярно-Уральский, VI — Пай-Хой. Арабские цифры слева — места разрезов рис. 5. Тонкие зубы — западная граница эвгеосинклинальной зоны, жирные зубы — восточная граница Уральской складчатой системы.

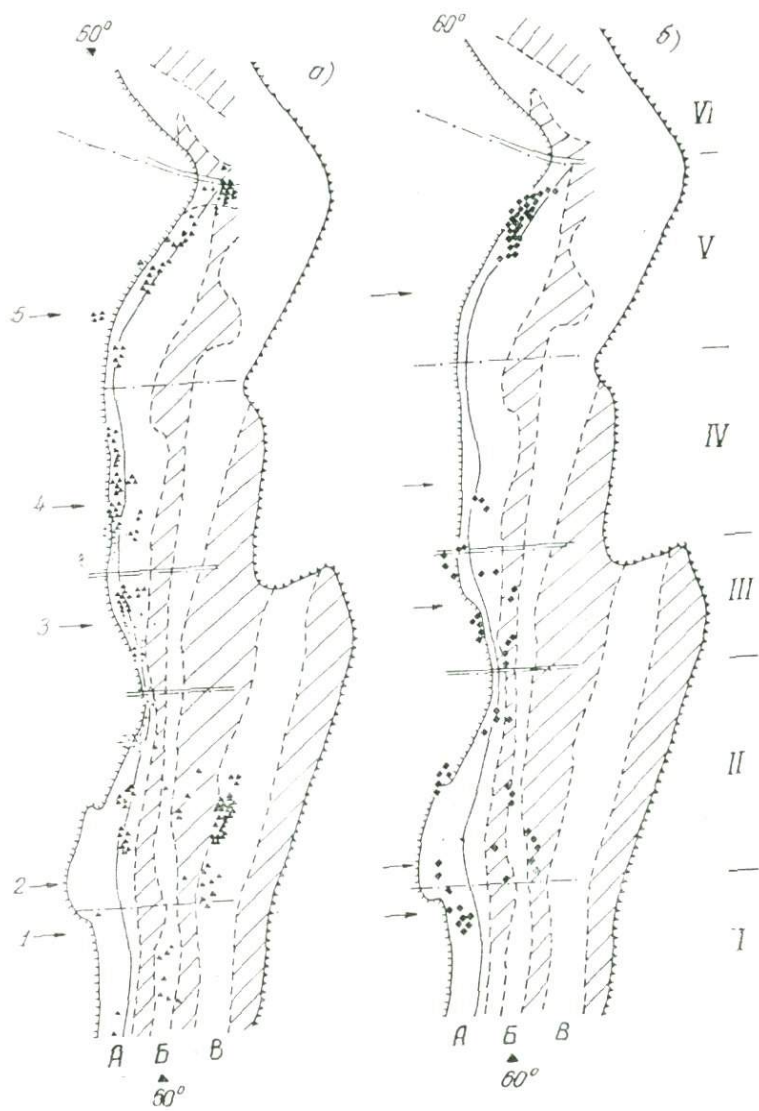


Рис. 2. Распределение скарново-магнетитовых — треугольники; титаново-магнетитовых — крестики (а) и хромитовых (б) месторождений на Урале. Прочие знаки — см. подпись к рис. 1.

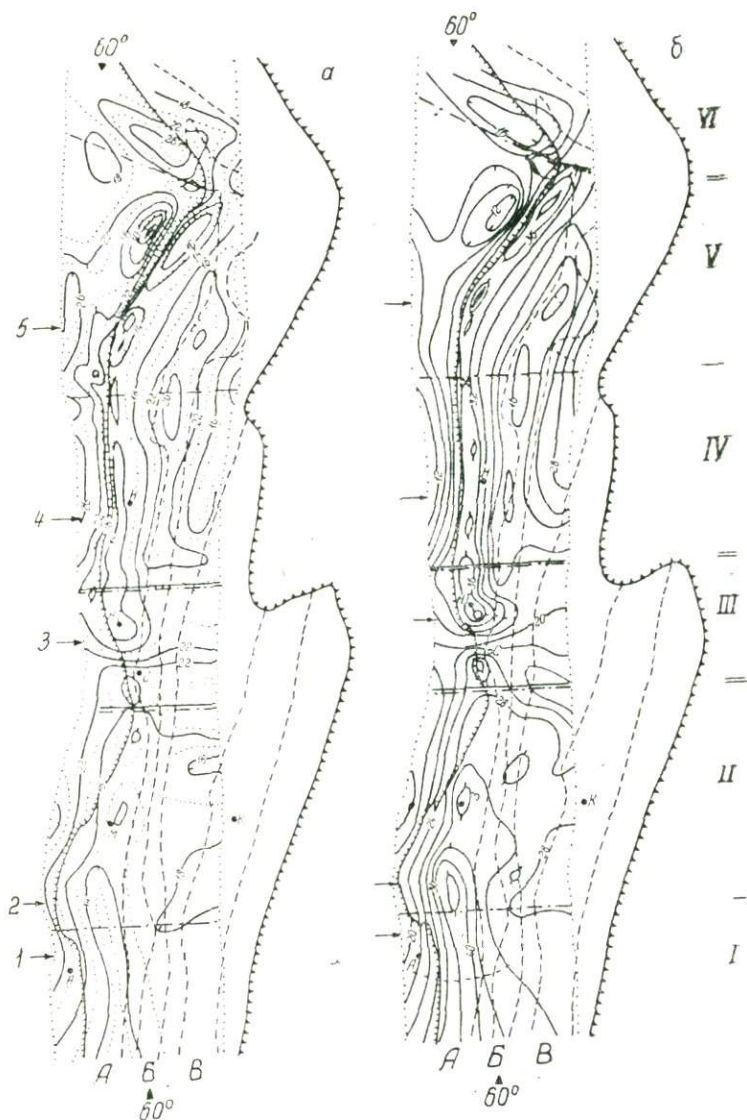


Рис. 3. Изолинии залегания поверхности Конрада (а) и мощности «базальтового» слоя (б). Прочие знаки — см. подпись к рис. 1

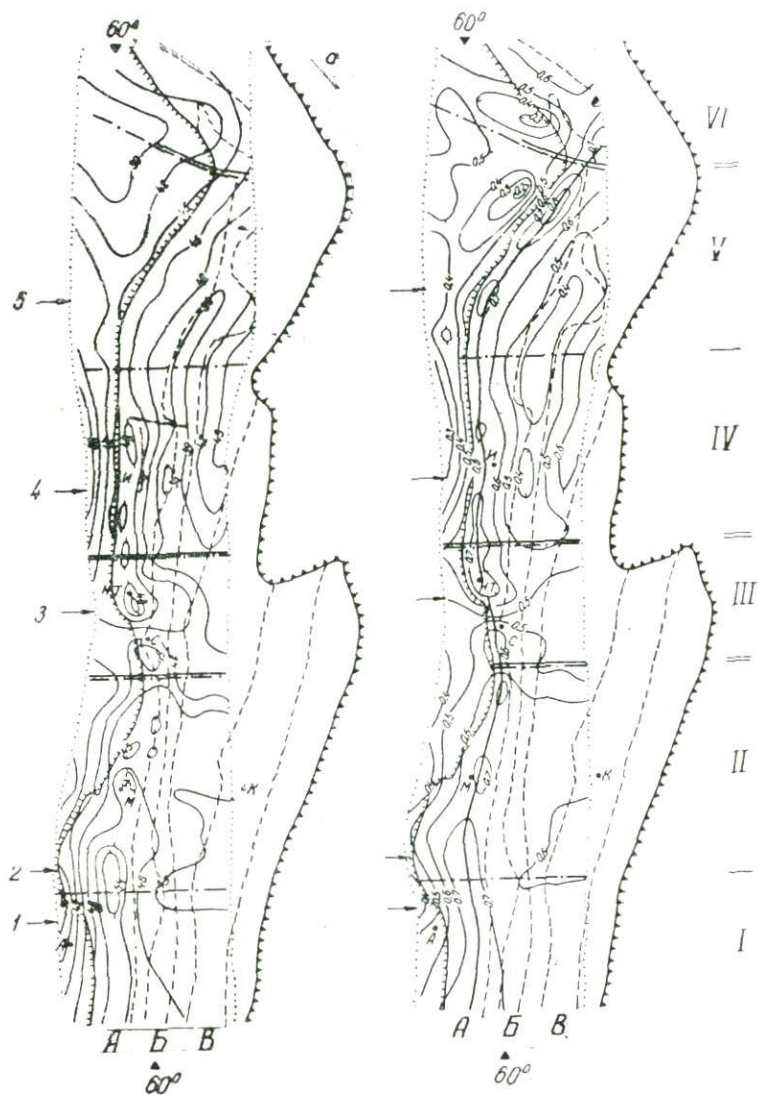


Рис. 4. Изолинии мощности (а) и основности (б) земной коры.
Прочие знаки — см. подпись к рис. 1.

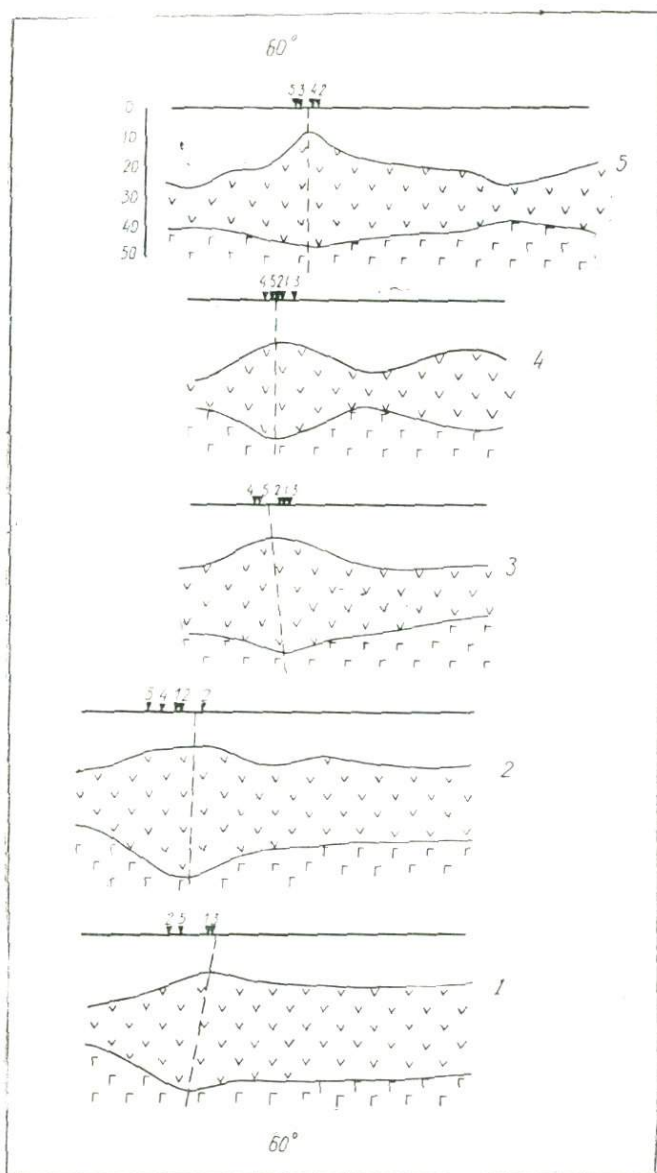


Рис. 5. Поперечные разрезы земной коры Урала. «Птички» — «базальтовый» слой. Клиновидные точки на дневной поверхности показывают степень удаления месторождений от осевой плоскости (пунктир) Главного эвгеосинклинального прогиба: 1 — медноколчеданных, 2 — скарново-магнетитовых, 3 — золоторудных, 4 — титаномагнетитовых, 5 — хромитовых

зальтовый» слой здесь увеличивает свою мощность и вверх и вниз одновременно и ограничивающая его поверхность имеет двояковыпуклую форму (рис. 5). Хребту «базальтового» слоя отвечает также и характерный региональный гравитационный максимум (1). Этот хребет — весьма важный глубинно-структурный элемент Урала, поскольку статистические данные наглядно свидетельствуют о прямой зависимости распределения рудных месторождений от такого глубинного рельефа, зависимости как от глубины залегания «базальтового» слоя, так и от его мощности, а отсюда и основности земной коры. Зависимость размещения некоторых типов месторождений от глубины залегания и морфологии поверхности «базальтового» слоя была отмечена В. М. Нечехиным и Н. Г. Берляндом [9], а зависимость от основности земной коры на Среднем Урале В. М. Рыбалкой [17].

Поскольку отдельные части Главного эвгеосинклинального пояса исследованы весьма неравномерно, на первом этапе статистической обработки были взяты данные, относящиеся к промышленному Уралу, включающему в себя четыре южных мегаблока. В последних заключено 286 проявлений золота (а прогибах 202), все 179 месторождений колчеданной формации, 125 скарново-магнетитовых месторождений, 52 — хромитовых и 39 титаномагнетитовых.

В табл. 1 показано распределение месторождений в зависимости от глубины залегания «базальтового» слоя. Поскольку количество месторождений, отвечающее той или иной глубине, в первую очередь может зависеть от площади распространения данной глубины, в таблицу введен независимый от размеров площади параметр, названный нами удельной продуктивностью (VII) и определяемый количеством месторождений, заключенных в 1 тыс. км² площади, падающей на данную глубину. Несмотря на то, что наибольшим распространением (свыше 30%) пользуются глубины залегания «базальтового» слоя, лежащие в интервале 16—18 км, 66% колчеданных месторождений располагается в участках с глубинами в 10—14 км, 56% хромитовых месторождений, 64% скарново-магнетитовых и 66% золоторудных относятся к площадям с глубинами залегания базальтового слоя от 14 до 18 км. Распределение титано-магнетитовых месторождений менее зависимо от этого показателя, более или менее равномерно охватывая площади с глубинами поверхности Конрада в интервале 12—20 км (рис. 6).

Удельная продуктивность (VII) достигает максимума у колчеданных месторождений в интервале глубин «базальтового» слоя от 10 до 12 км, титаномагнетитовых — от 10 до 14 км, скарново-магнетитовых 12—14 км, золоторудных и хромитовых — 14—16 км, хотя последние распространены в широком интервале глубин, от 12 до 22 км значительно более равномерно

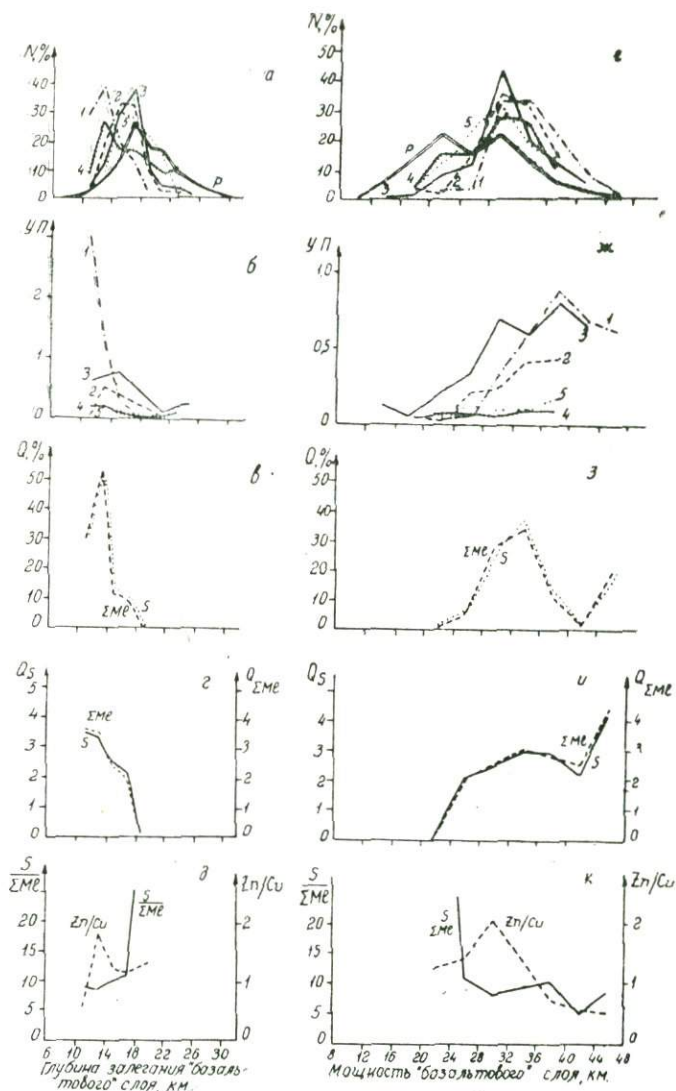


Рис. 6. Зависимость распределения месторождений от глубины залегания (а—д) и мощности (е—к) «базальтового» слоя 1 — медноколчеданные, 2 — скарново-магнетитовые, 3 — золоторудные, 4 — титаномагнетитовые, 5 — хромитовые, P — распределение самих площадей, а — площади соответствующих глубин, б — удельная продуктивность, в — запасы серы и суммы меди, цинка и свинца в медноколчеданных месторождениях, г — удельная продуктивность серы и суммы металлов, д — зависимость отношения запасов серы и суммы металлов, отношения цинка и меди от глубины залегания «базальтового» слоя, е — площади соответствующих мощностей, ж — удельная продуктивность, з — запасы серы и суммы металлов медноколчеданных месторождений, и — удельная продуктивность запасов серы и суммы металлов, отношений меди и цинка от мощности «базальтового» слоя.

но, чем месторождения других металлов. На рис. 7 показаны все эти соотношения. Если средняя глубина залегания «базальтового» слоя для Урала в целом составляет $18,7 \pm 4,1$ км, а для промышленной части — $17,9 \pm 3,3$ км, то для месторождений хромита она равна 17,2 км, титаномагнетита — 16,5 км, золота — 15,7 км, скарново-магнетитовых месторождений — 15,9 км и, наконец, для колчеданных месторождений — всего лишь 13,5 км. Таким образом, наблюдается отчетливая вертикальная зональность распределения месторождений по степени их удаления от поверхности Конрада. По колчеданному оруденению

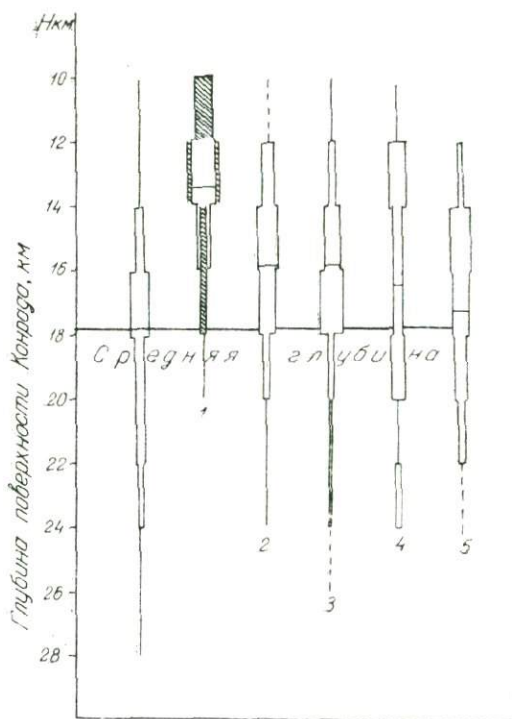


Рис. 7 Количественное распределение месторождений по площадям с различной глубиной залегания «базальтового» слоя Р — распределение площадей. Месторождения: 1 — медно-колчеданные, 2 — скарново-магнетитовые, 3 — золоторудные, 4 — титаномагнетитовые, 5 — хромитовые. Жирная горизонтальная черта внутри колонок — средняя глубина для данного типа месторождений. Заштрихованная часть колонки 1 — распределение запасов суммы металлов.

были использованы данные не только по количеству месторождений, но и суммированным запасам. Здесь контрастность распределения по степени удаления от поверхности Конрада еще более разительная: 82% суммарных запасов металлов падает на месторождения, под которыми «базальтовый» слой залегает на глубине 10—14 км. На Алтае, где доля свинца в сумме металлов значительна, свыше 80% суммарных запасов их отвечает уже большей степени удаления колчеданно-полиметаллических месторождений от поверхности Конрада — от 16 до 20 км [12].

Если обратиться к зависимости распределения месторождений от мощности «базальтового» слоя (табл. 1), то здесь действует единая закономерность: чем больше мощность, тем выше удельная продуктивность. Для всех типов месторождений наибольшее значение VII имеет при мощности 36—40 км, для золоторудных месторождений она высокая — в интервале от 28 до 44 км, для скарново-магнетитовых — 32—40 км, для медно-колчеданных — от 32 до 48 км. Титаномagnetитовые месторождения и месторождения хромитов, хотя и имеют максимумы VII, отвечающие узким интервалам мощностей, их распределение более равномерное с изменением VII от интервала к интервалу в небольших пределах (рис. 6). На наиболее распространенный по площади интервал (43%) мощностей «базальтового» слоя равный 28—36 км, приходится 63% месторождений золота, 66% скарново-магнетитовых месторождений, 65% колчеданных, 54% титаномagnetитовых и 48% хромитовых (рис. 7).

Существует четкая обратная корреляция между мощностью «базальтового» слоя и глубиной его залегания, выражающаяся значением

$$R_{н. м} = 0.773 (R_{крит. 0.05} = 0.111).$$

Как и в случае мощности «базальтового» слоя, мощности земной коры, занимающей преобладающую площадь (32,5%) соответствует наибольшее количество месторождений: интервалу 45—48 км принадлежат более 53% золоторудных месторождений, свыше 47% скарново-магнетитовых, 48% колчеданных, 41% титаномagnetитовых и 39% хромитовых (табл. 2, рис. 8). Что же касается удельной продуктивности, то ею обладают участки с наибольшей мощностью земной коры: для золоторудных месторождений она составляет 45—54 км, скарново-магнетитовых — 42—51 км, правда со снижением при переходе к еще большей мощности (до 54 км) в 2,5 раза. Для хромитовых месторождений максимальная VII приходится на мощность 51—54 км, титаномagnetитовые месторождения, как и в предыдущих случаях, распространены более равномерно, то есть зависимость их распределения от мощности земной коры проявляется менее ярко при предпочтительном интервале 42—45 км. Для колчеданных месторождений, наоборот, наблюдается четкое последова-

Т а б л и ц а 1

Зависимость распределения месторождений от мощности и глубины залегания „базальтового“ слоя

Интервал глубины, мощности	Площадь % от 627.10 ³ , км ²	Колчеданные		Скарново-магне- титовые		Золоторудные		Титано- магнети- товые		Хромитовые	
		% место- рожд.	уд. про- дуктив- ность	% м-ний	VII	% м-ний	VII	% м-ний	VII	% м-ний	VII

Г л у б и н а

10—12	2,8	28,5	2,95	0,8	0,06	3,8	0,63	7,7	0,17	—	—
12—14	7,4	37,5	1,45	20,0	0,54	11,2	0,69	25,6	0,22	7,7	0,04
14—16	17,0	18,4	0,31	32,8	0,39	29,0	0,78	15,4	0,06	28,9	0,14
16—18	30,5	12,8	0,12	31,2	0,20	36,9	0,55	15,4	0,03	26,9	0,07
18—20	15,2	2,8	0,05	10,4	0,14	10,8	0,32	17,9	0,07	19,2	0,10
20—22	15,3	—	—	2,4	0,03	3,8	0,11	7,7	0,03	15,4	0,08
22—24	8,1	—	—	2,4	0,06	3,5	0,20	10,0	0,08	1,9	0,02
24—26	2,2	—	—	—	—	1,0	0,21	—	—	—	—
26—28	1,4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

М о щ н о с т ь

8—12	0,9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
12—16	3,4	—	—	—	—	1,0	0,14	—	—	—	—
16—20	11,8	—	—	4,0	0,06	1,4	0,05	5,1	0,03	3,8	0,03
20—24	16,2	2,8	0,05	1,6	0,02	7,7	0,22	15,4	0,06	11,5	0,06
24—28	14,5	3,4	0,07	15,2	0,21	11,2	0,35	15,4	0,07	23,1	0,13
28—32	28,2	33,0	0,33	35,2	0,25	43,4	0,70	28,2	0,06	30,8	0,09
32—36	15,0	32,3	0,62	30,4	0,41	19,6	0,60	25,6	0,11	17,3	0,10
36—40	6,3	19,6	0,88	13,6	0,43	11,2	0,81	10,3	0,10	13,5	0,18
40—44	3,2	7,8	0,70	—	—	4,5	0,65	—	—	—	—
44—48	0,5	1,1	0,63	—	—	—	—	—	—	—	—

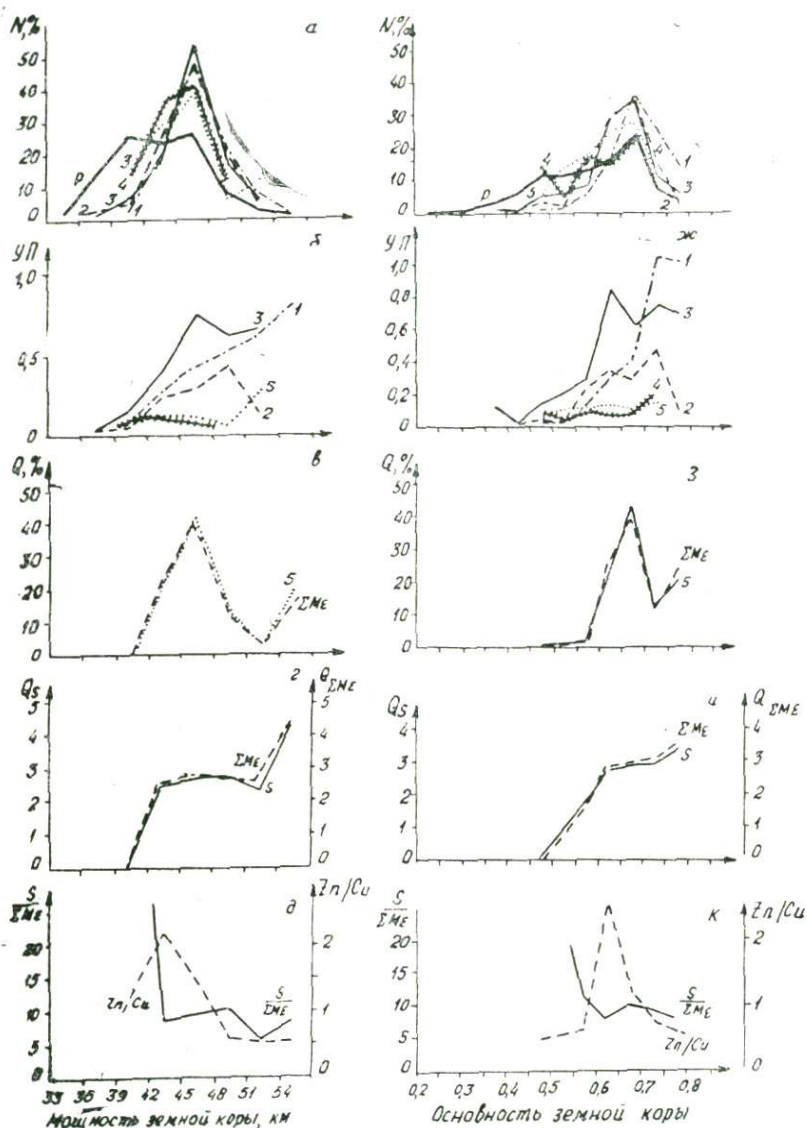


Рис. 8. Зависимость распределения месторождений от мощности (а—д) и основности (е—к) земной коры 1—5, Р — см. подпись к рис. 6. а — площади соответствующих мощностей, б — удельная продуктивность, в — запасы серы и суммы металлов в медноколчеданных месторождениях, г — удельная продуктивность запасов серы и суммы металлов, д — зависимость отношений запасов серы и суммы металлов, отношений цинка и меди. е — площади соответствующих основностей, ж — удельная продуктивность, з — запасы серы и суммы металлов медноколчеданных месторождений, и — удельная продуктивность запасов серы и суммы металлов, к — зависимость отношений запасов серы и суммы металлов, отношений цинка и меди от основности земной коры.

Зависимость распределения месторождений от мощности и основности земной коры

Интервал мощности, км, основности	Площадь % от 627 · 10 ³ км ²	Колчеданные		Скарново-магнети- товые		Золоторудные		Титаномагнети- товые		Хромитовые	
		% м-ний	VII	% м-ний	VII	% м-ний	VII	% м-ний	VII	% м-ний	VII
М о щ н о с т ь											
33—36	1,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
36—39	12,1	—	—	2,4	0,04	1,4	0,05	—	—	—	—
39—42	18,0	2,2	0,4	4,8	0,05	6,3	0,16	12,8	0,04	15,4	0,07
42—45	20,4	19,6	0,27	24,0	0,24	17,5	0,39	35,9	0,11	28,8	0,12
45—48	32,5	48,1	0,42	47,2	0,29	53,5	0,75	41,0	0,08	38,5	0,10
48—51	11,9	21,2	0,51	19,2	0,32	16,1	0,62	10,3	0,05	5,8	0,04
51—54	3,6	7,8	0,62	2,4	0,13	5,2	0,66	—	—	11,5	0,26
Свыше 54	0,4	1,1	0,80	—	—	—	—	—	—	—	—
О с н о в н о с т ь											
0,20—0,25	0,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,25—0,30	0,7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,30—0,35	1,6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,35—0,40	3,6	—	—	—	—	1,0	0,13	—	—	—	—
0,40—0,45	6,6	—	—	0,8	0,02	0,3	0,02	—	—	—	—
0,45—0,50	11,4	1,1	0,03	2,4	0,04	3,5	0,14	15,4	0,08	5,8	0,04
0,50—0,55	11,4	1,1	0,03	1,6	0,03	5,2	0,21	5,1	0,03	13,5	0,10
0,55—0,60	12,7	5,6	0,13	14,4	0,23	8,4	0,30	17,9	0,09	17,3	0,11
0,60—0,65	16,4	16,8	0,29	28,8	0,35	30,4	0,85	15,4	0,06	25,0	0,13
0,65—0,70	24,6	36,3	0,42	34,4	0,28	33,8	0,62	23,1	0,06	26,9	0,09
0,70—0,75	6,9	25,1	1,04	16,0	0,46	11,5	0,76	23,1	0,21	11,5	0,14
0,75—0,80	3,9	14,0	1,02	1,6	0,08	5,9	0,69	—	—	—	—

тельное увеличение VII с ростом мощности земной коры: с 0,04 для мощности 39—42 км до 0,80 при 51—54 км (рис. 8).

Зависимость размещения рудных месторождений на Урале от параметров именно «базальтового» слоя хорошо видна в связи с изменением показателя основности земной коры (табл. 2, рис. 8). Максимальная VII колчеданных месторождений отвечает наибольшей основности, — тем участкам, в которых «базальтовый» слой составляет 75—80% земной коры. Месторождения золота менее локальны, для них при увеличении основности с 0,60 до 0,65 VII резко повышается в 2,5 раза, сохраняясь на высоком уровне, также как и у колчеданных месторождений, при увеличении основности до 0,80. Наибольшая VII скарново-магнетитовых месторождений падает на основность 0,65—0,75, титано-магнетитовых — на 0,70 — 0,75. Хромитовые месторождения, как и в прочих случаях, распределены более или менее равномерно: их VII в пределах основности 0,50—0,75 колеблется от 0,09 до 0,14, уменьшаясь в интервале 0,45—0,50 до 0,04. Минимальная основность для распространения месторождений золота равна 0,35—0,40, железа — 0,40—0,45, хромитовых, титаномагнетитовых и колчеданных — 0,45—0,50.

Как уже говорилось, для месторождений колчеданной формации мы имели возможность не только качественного, но и количественного сопоставления с параметрами глубинного строения Урала не только по точкам оруденения, но и запасам металлов в этих точках. Распределение запасов суммы металлов: меди, цинка и свинца, а также запасов серы в колчеданных месторождениях повторяет распределение количества месторождений как по площадям с соответствующими глубинными параметрами, так и по удельной продуктивности (рис. 6, 8). Характерно, что отношение запасов серы к запасам суммы металлов (иначе говоря количество пирита и пирротина) закономерно увеличивается с глубиной залегания «базальтового» слоя (рис. 6) и также закономерно падает с ростом мощностей «базальтового» слоя (рис. 6) и земной коры (рис. 8) с ростом основности (рис. 8). Доля меди в суммарных запасах меди и цинка растет с увеличением мощности земной коры: при переходе от мощности 45—48 км к интервалу 48—51 км отношение цинк/медь уменьшается почти в три раза: с 1,45 до 0,53—0,57, далее сохраняясь практически постоянным (рис. 8). Зависимость отношения цинк/медь от мощности «базальтового» слоя колеблется заметно, но с 28—32 км до максимальной мощности 44—48 км доля меди неуклонно растет при падении отношения цинк/медь с 2,05 до 0,53, т. е. почти в четыре раза (рис. 6). Но все же при общей тенденции увеличения доли меди с увеличением глубины поверхности Конрада и увеличением мощностей земной коры, «базальтового» слоя и основности изменение отношения цинк/медь на всех графиках передается кривой с ясно выраженным

максимумом, от которого доля меди растет и в обратную сторону. Максимальная доля запасов цинка приходится на глубину залегания «базальтового» слоя равную 12—14 км, его мощность 28—32 км, мощность земной коры 42—45 км и ее основность, равную 0,60—0,65.

Средние оценки глубины залегания «базальтового» слоя и основности земной коры, отвечающие месторождениям различных металлов, в координатах этих двух параметров укладываются в единый прямолинейный ряд. Для месторождений хромита и титаномагнетита характерны наибольшие глубины при наименьшей основности, меньшим глубинам с более высокой основностью соответствуют месторождения золота, затем скарново-магнетитовые месторождения; колчеданные месторождения предпочитают участки с наименьшей глубиной поверхности Конрада при максимальной основности земной коры.

Различие в оптимальной глубине поверхности Конрада для различных типов месторождений определяется не собственно этой глубиной, а отчетливой латеральной зональностью в их распределении по поперечнику эвгеосинклинали. Месторождения хромита и титаномагнетита приурочены к массивам гипербазитов и габбро, располагающимся на периферии структуры, главным образом, в связи с ограничивающими Главную эвгеосинклинальную зону Главным Уральским и Восточно-Уральским разломами. Они, таким образом, наиболее удалены от осевой плоскости эвгеосинклинали. Скарново-магнетитовые месторождения, связанные с кислой фацией габбровых комплексов, располагаются ближе к осевой плоскости. Наиболее близки к хребтовой части поверхности Конрада, связанные с вулканитами колчеданные месторождения: средняя величина отклонения месторождения от оси основности земной коры составляют для них всего 1,3 км, тогда как для скарново-магнетитовых месторождений она равна 5,5 км, титаномагнетитовых — 14,8 км и для хромитовых — 18,9 км (табл. 3).

Золоторудные месторождения, образование которых обусловлено воздействием флюидов на широкий спектр пород, начиная от гипербазитов и кончая вулканитами центральной зоны, распространены широко по поперечнику эвгеосинклинали (рис. 1) при малом среднем отклонении от оси, равном всего 3,9 км. Как видно на рис. 9, этот тип месторождений выпадает из прямолинейного ряда взаимозависимости вертикальной и латеральной оценок.

По средним оценкам, таким образом, ряды вертикальной (по степени удаления от поверхности Конрада) и латеральной (по степени удаления от осевой плоскости основности земной коры) зональности распределения месторождений совпадают:

Параметры распространения месторождений по поперечнику мегаблоков
Главного эвтеосинклинального пояса

Мегаблоки. Параметры в км	Мугоджар- ский	Южно- Уральский	Средне- Уральский	Северо- Уральский	Полярно- Уральский	Пояс в целом
1. Колчеданные						
	13	72	78	9	—	172
	-11,1	-20,1	+17,4	+ 1,7	—	-1,3
	17,8	28,6	16,5	8,6	—	30,9
Зап. граница	-46,7	-77,3	-15,6	-15,5	—	-63,1
Вост. граница	24,5	37,1	50,4	18,9	—	60,5
Ширина зоны (4)	71,2	114,4	66,0	34,4	—	123,6
2. Скарново-магнетитовые						
	3	17	18	33	36	107
	-52,0	+ 6,2	+17,3	+ 0,4	+ 8,7	+ 5,5
	7,6	18,3	19,4	17,1	19,3	27,5
Зап. граница	-67,2	-30,4	-21,5	-33,8	-29,9	-49,5
Вост. граница	-36,8	42,8	56,1	34,6	47,3	60,5
Ширина зоны (4)	20,4	73,2	77,8	64,8	77,2	110,0
3. Золоторудные						
	27	79	38	17	12	177
	- 3,9	-17,4	+17,9	+18,0	- 8,3	- 3,9
	21,2	30,9	22,2	12,8	12,2	30,0
Зап. граница	-46,3	-79,2	-26,5	- 7,6	-32,7	-63,9
Вост. граница	38,5	44,4	62,3	43,6	16,1	+56,0
Ширина зоны (4)	84,8	123,6	88,8	51,2	48,8	120,0
4. Титаномагнетитовые						
	—	4	15	13	3	35
	—	-37,5	-11,8	-15,9	+ 5,0	-14,8
	—	3,9	12,2	9,7	18,3	14,9
Зап. граница	—	-45,3	-36,2	-35,3	-31,6	-44,6
Вост. граница	—	-29,7	+12,6	3,5	+41,6	15,0
Ширина зоны (4)	—	15,6	46,8	38,8	73,2	59,6
5. Хромитовые						
	8	8	6	5	40	67
	-38,6	-52,1	- 9,5	- 1,2	-12,0	-18,9
	9,1	26,5	20,0	25,9	14,8	37,1
Зап. граница	-56,8	-103,1	-49,5	-53,0	41,6	-93,1
Вост. граница	-20,4	+ 0,9	30,5	50,6	17,6	55,3
Ширина зоны (4)	26,4	106,0	80,0	103,6	59,2	148,4

Примечание: — к западу, + к востоку от оси основности земной коры.

	Cu—Zn	Au	Fe	Ti	Cv
Вертикаль—км	13,5	15,7	15,9	16,5	17,2
Латераль —км	—1,3	—3,9	+ 5,5	—14,8	—18,9

Смена мегаблоков по простиранию Главного эвгеосинклинального пояса от Мугоджар до Полярного Урала сопровождается закономерным изменением средних статистических параметров глубинного строения (табл. 4) с тенденцией увеличения к северу глубины поверхности Конрада, уменьшения средних мощностей «базальтового» слоя и земной коры, а также и ее основности. Общая тенденция погружения поверхности Конрада на Полярном Урале с увеличением тем самым разрыва между ее фактической глубиной и зоной оптимального удаления рудных месторождений в какой-то мере объясняет малое распространение здесь обнаруженного оруденения. Однако параметры, отвечающие площадям распространения месторождений, подвержены менее значительным колебаниям (табл. 4), а главное, глубина вала «базальтового» слоя и его размеры, также и основность земной коры сохраняются одними и теми же. Это свидетельствует о перспективности также и Приполярной и Полярной части Урала. Поиски месторождений здесь должны быть локализованы на площадях, имеющих благоприятные глубины залегания «базальтового» слоя, т. е. примыкающих к его поднятиям. Следует обратить внимание также и на то, что на Северном и Полярном Урале к востоку от Главного эвгеосинклинального пояса под чехлом мезокайнозойских отложений наблюдается второй подъем поверхности Конрада, трассирующий ось Восточно-Уральского прогиба. Ему соответствует также увеличение мощности «базальтового» слоя, мощности и основности земной коры (рис. 3—5). Хотя мощность чехла здесь довольно велика и достигает 1 км, эта зона по глубинному строению может рассматриваться как перспективная на описываемый комплекс месторождений.

ОБСУЖДЕНИЕ

О принципиальных чертах строения и эволюции Уральской складчатой системы в последние годы сложилось общепризнано достаточно устойчивое представление (1, 2, 3, 6, 8, 14, 15, 16, 20). Уральская геосинклиналь была заложена в позднем рифее, когда в результате раскола и раздвижения единой Восточно-Европейско-Сибирской платформы возник межконтинентальный рифт. В Главной эвгеосинклинальной зоне, отвечающей этому рифту, в процессе спрединга к концу ордовика сформировалась океаническая кора. Эта главная зона на востоке сопровождалась параллельными расколами, выраженными в современной

Параметры распределения месторождений в мегаблоках Уральской эвгеосинклинали

Параметры	Мугоджай-ун	Южный Урал	Средний Урал	Северный Урал	Полярный Урал	Промышлен. часть Урала	Урал в целом
	1	2	3	4	5	(1—4)	7
Площадь в тыс. км ²	136,8	223,2	100,4	166,5	240,6	626,9	867,5
Средняя глубина залегания „базальтового“ слоя, км	15,9±2,3	17,0±2,9	19,5±2,9	19,5±3,9	20,3±5,0	17,9±3,3	18,7±4,1
Средняя мощность базальтового слоя, км	31,6±5,1	28,3±6,0	22,2±5,3	21,9±6,6	22,1±6,8	26,3±6,9	24,5±5,7
Средняя мощность земной коры, км	47,5±3,1	45,3±3,5	41,7±3,0	41,4±3,5	42,4±2,5	44,2±4,1	43,2±5,7
Средняя основность земной коры	0,67	0,62	0,53	0,53	0,52	0,60	0,57
Средняя глубина залегания „базальтового“ слоя под месторождениями, км—							
колчеданными	12,0	13,8	13,5	12,5	—	13,5	13,5
скарново-магнетитовыми	16,0	16,7	15,1	14,9	14,8	15,9	15,6
золоторудными	13,2	16,3	16,4	14,8	15,1	15,7	15,7
титаномагнетитовыми	—	17,0	18,4	12,8	14,3	16,5	16,1
хромитовыми	16,0	17,1	18,7	14,4	13,2	17,2	15,0
Средняя мощность „базальтового“ слоя под проявлениями, км							
колчеданными	38,9	33,3	32,7	34,4	—	33,5	33,5
скарново-магнетитовыми	32,3	29,2	30,6	30,9	31,4	29,1	30,4
золоторудными	37,6	30,2	28,4	31,3	30,6	31,0	30,9
титаномагнетитовыми	—	25,2	25,9	34,4	30,2	28,5	28,7
хромитовыми	35,4	28,3	24,5	31,5	33,3	27,4	31,0
Средняя мощность земной коры под месторождениями, км—							
колчеданными	50,9	47,1	46,2	46,9	—	47,0	47,0
скарново-магнетитовыми	48,3	45,9	45,7	45,8	46,2	45,0	46,0
золоторудными	50,8	46,5	44,8	46,1	45,7	46,7	46,6
титаномагнетитовыми	—	42,2	44,3	47,2	44,5	45,0	44,8

Параметры	1	2	3	4	5	6	7
хромитовыми	51,4	45,4	43,2	45,9	46,5	45,6	46,0
Средняя основность земной коры под месторождениями, км—							
колчеданными	0,76	0,71	0,71	0,73	—	0,71	0,71
скарново-магнетитовыми	0,67	0,64	0,67	0,67	0,68	0,65	0,66
золоторудными	0,74	0,65	0,64	0,68	0,67	0,66	0,66
титаномагнетитовыми	—	0,60	0,58	0,73	0,68	0,63	0,64
хромитовыми	0,69	0,62	0,57	0,69	0,72	0,62	0,67

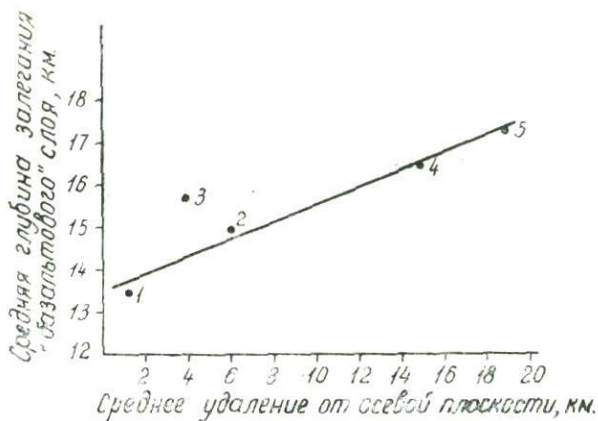


Рис. 9. Взаимозависимость средних значений глубин залегания «базальтового» слоя под месторождениями и степени удаления этих месторождений по латерали от осевой плоскости Главного эвгеосинклинального пояса. 1 — медноколчеданные, 2 — скарново-магнетитовые, 3 — золоторудные, 4 — титаномагнетитовые, 5 — хромитовые.

структуре Урала Восточно-Уральским (Алапаевско-Иргизским) и Зауральским (Тюменско-Кустанайским) прогибами.

Начиная с венлокского времени происходил процесс тектонического скучивания и формирования коры переходного (островодужного) типа. Переходная стадия захватила время до позднего девона со сближением западного и восточного обрамлений описываемой палеоокеанической структуры. Механизм этого сближения трактуется как сочетание обдукции и субдукции с образованием гигантских шарьяжей. Однако, если брать собственно эвгеосинклинальную зону, металлогению которой мы рассматриваем, то процесс в ней проходил, вероятно, значительно проще. Закономерности металлогении побуждают отдать предпочтение схеме эволюции, предложенной Н. Г. Берляндом [1, 2], в первую очередь, опирающимся на те же геофизические данные, которые использовали и мы. Он обращает внимание на то, что формирование Уральской геосинклинали закончилось на островодужной стадии, что обусловлено ее межконтинентальным положением. В отличие от распространенной схемы геодинамики в системе материк-океан, где зоны спрединга (океанического рифта) и субдукции (островной дуги) удалены друг от

друга на сотни километров, уральский рифт формировался между двумя жесткими континентальными плитами и, таким образом, при субдукции не океаническая плита поддвигалась под континентальную, а сближались две континентальные плиты, что и обусловило пространственное совпадение зон спрединга и субдукции при довольно близкой по времени смене первого второй.

Эвгеосинклинальная металлогения Урала неповторима. Издавна разрабатывающиеся рудные месторождения, содержащие промышленные концентрации хрома, титана, ванадия, железа, меди, золота, других цветных и благородных металлов, представлены хорошо изученными генетическими типами и служат в большинстве общепризнанными эталонами. Сюда входят широко известные собственно магматические месторождения хромитов и титаномagnetитов, скарновые месторождения magnetита, колчеданные месторождения вулканогенно-метасоматического и вулканогенно-осадочного типов, гидротермальные кварцево-жильные месторождения золота. Они достаточно разобщены в пространстве и по времени образования, связаны с различными проявлениями и продуктами плутогенного и вулканогенного магматизма. Однако принадлежность единой эвгеосинклинальной зоне, явная связь с единым геодинамическим процессом несомненно свидетельствуют о их генетической общности, обусловленной влиянием общих факторов.

Формирование всех рассматриваемых месторождений как по геологическим данным, так и по данным изотопной геохронологии [3, 10, 13] охватывало сравнительно небольшой отрезок времени от верхов ородовика — низов силлур до середины девона, равный примерно 150 млн. лет, т. е. тот период развития геосинклинали, который отвечает переходной (островодужной) стадии. Здесь следует сразу же подчеркнуть, что время становления гипербазитовых и базитовых интрузивов и время возникновения промышленных концентраций титаномagnetитов и хромитов в них не совпадают. Наиболее древними, образовавшимися в узком возрастном диапазоне, являются месторождения хромитов, а наиболее молодыми — некоторые представители кварцево-жильных золоторудных месторождений, которые не только широко распространены пространственно, но и имеют широкий возрастной интервал своего возникновения, практически захватывающий всю описываемую эпоху рудообразования. Колчеданные месторождения по изотопному возрасту подразделяются на три группы со средними возрастами 360, 330 и 300 млн. лет [13]. Возраст наиболее молодых золоторудных и колчеданных месторождений совпадает.

Как было показано, размещение месторождений определяют параметры «базальтового» слоя. По современным представлениям [14] этот слой геосинклинальной переходной коры со

скоростями прохождения продольных упругих волн, в условиях Урала лежащих в пределах 6,6—8,0 км/сек, в отличие от «базальтового» слоя континентальной коры представлен габбро-амфиболитами, сильно тектонизированными и метаморфизованными до зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций. Геодинамические процессы океанической и переходной стадий сопровождались интенсивным магматизмом в обязательном сочетании с поступлением жидких и газообразных флюидов, масса которых не только не уступала объемам магматических расплавов, но и превосходила их, фронт поступавших флюидов значительно превышал фронт магматического внедрения. Об этом ярко свидетельствуют объемы метаморфического преобразования окружающих толщ.

Свидетельством прохождения флюидов именно внутри рифтовой зоны, преобразовывающих не только меланократовый комплекс коры, но и подстилающую его верхнюю мантию, служит, в частности, прогиб поверхности Мохоровичича в осевой части вала «базальтового» слоя, своей наиболее опущенной частью образующий, совместно с вершиной вала его осевую плоскость (рис. 5), как след раздвига и последующей коллизии континентальных плит — центральную осевую плоскость эвгеосинклинали. Подобная же картина намечается и в соседней Восточно-Уральской эвгеосинклинальной зоне (рис. 5), из-за недостатка геофизических данных прослеженная только в небольшой части. По этой же причине в Зауральской зоне вал выглядит весьма пологим. В наиболее активной центральной части зоны потока метаморфизирующих флюидов поверхность разуплотнения в результате тектонического дробления и преобразования вещества, естественно, опускается ниже, чем на периферии.

Нетрудно представить, что рудообразование, как неотъемлемая часть рассматриваемого геодинамического процесса, является прямым следствием распространения флюидов и их взаимодействия с пропитываемыми толщами. В метаморфизме и рудообразовании безусловно участвуют глубинные флюиды, неизбежно отделяющиеся от магматических расплавов при их подъеме вверх на уровни более низких давлений, или идущие непосредственно из мантии [11]. Связь размещения месторождений с глубинно-проницаемыми зонами подтверждает прямая корреляция удельной продуктивности месторождений с содержанием геллия в водах (рис. 10). Она весьма значительна для колчеданных месторождений, особенно в зависимостях запасов серы и суммы металлов, заметна для золоторудных, менее для скарново-магнетитовых месторождений. Ее не видно для месторождений хромита и титаномagnetита.

В условиях, когда раздвигается океаническое дно, неизбежно также активное участие во флюидообразовании, и всех последующих вызванных этим явлениях, морской воды, устрем-

ляющийся вниз по зоне раздвига, раскола. В результате растяжения и растрескивания пород морская вода, проникая в трещины, создает длительно и активно действующую рецикличную конвекционную геосистему, состоящую из источника тепла (подошедшей снизу магмы) и зоны поглощения, извлечения, циркуляции, излияния и отложения.

Образование в этом случае месторождений колчеданной формации достаточно наглядно может быть описано моделью формирования сульфидных залежей верхнемелового офиолитового комплекса Троодос на о. Кипре, детально и всесторонне исследованных. Участие в этом процессе морской воды убедительно подтверждается комплексом изотопных и других геохимических данных [4, 22]. Здесь в результате взаимодействия морская вода — порода в цикле конвекции теплоты и переноса массы офиолитовый комплекс на протяжении 2 км по вертикали подвергся гидратации и гидротермальному метаморфизму с образованием сверху вниз цеолитовой, зеленосланцевой и амфиболитовой фаций.

Таким образом, одним из возможных источников гидротермальных растворов, продуцирующих колчеданные месторождения, является морская вода, модифицированная и обогащенная металлами благодаря реакции с базальтами и другими породами пропитываемого комплекса. Морская вода, опускаясь, приближается к источнику тепла, нагревается и вновь поднимается вверх уже с выщелоченными металлами. Глубина проникновения морской воды — максимальный вертикальный диапазон рециркуляции оценивается в 3—5 км [22]. По некоторым свидетельствам [4] она может достигать области магматических расплавов. В самых нижних горизонтах проникновения может происходить парообразование с созданием динамического длительно действующего парового резервуара [23]. При достаточно большом температурном градиенте и водопроницаемости устанавливается геотермальная система с циркуляцией огромных объемов воды при этом каждая порция воды проходит в системе только один раз, а затем возвращается через океан.

Количественные соотношения воды и породы регулируют минеральный состав образующихся метаморфитов. По данным М. Г. Рида [21], например, при охлаждении с температуры 300°C хлорит появляется только при отношении вода/базальт, равном 10 и более; эпидот, наоборот, не возникает при отношении выше 32, а ангидрит образуется при отношениях, начиная с 22, гематит — с 16, каолинит — с 22. Альбит существует при отношении 10 и менее, тоже тремолит и флогопит. Эти опыты показали, что в результате реакции нагретой морской воды с вулканитами может обуславливаться весь региональный метаморфизм зеленосланцевой фации, образующийся при этом раствор может

контролировать отложение колчеданных руд как в метаморфизованных вулканитах, так и на них.

Аналогично колчеданным месторождениям могут образовываться и месторождения золота. Извлекающийся в обилии при реакции вода-базальт кремнезем легко мигрирует с золотом и сульфидами, образуя впоследствии кварцево-жильные тела и штокерки с рудной минерализацией.

Как известно, зеленокаменный метаморфизм в эвгеосинклиналях был проявлен неоднократно. Он начинался в позднем ордовике и продолжался до конца среднего девона [7], т. е. весь период эвгеосинклинального рудообразования. Хромитовые и титаномagnetитовые месторождения приурочены к гипербазит-габбровым комплексам офиолитовой ассоциации. Промышленные концентрации этих руд связываются с высокотемпературным воздействием на материнские породы флюидов, отделяющихся от более молодых магматитов (габброндов, диоритов, плагногранитов) [3, 7, 16]. Отмечается широкое проявление процессов вторичной оливинизации, пироксенизации, амфиболизации, сопряженных с мобилизацией и последующей концентрацией первичного рудного вещества титаномagnetитовых и хромитовых месторождений.

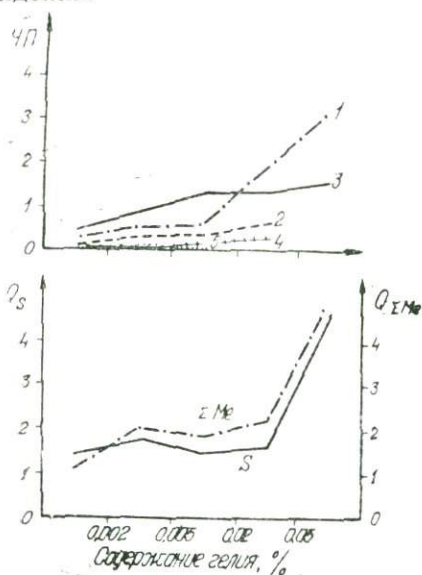


Рис. 10. Сопоставление удельной продуктивности месторождений (1—5 — см. подпись к рис. 9 вверх) и запасов серы и суммы металлов в колчеданных месторождениях (внизу) с колебаниями содержания гелия в водах

К. К. Золоев, В. Я. Левин и др. [7] предполагают, что ассоциированные с поздними магматическими производными, флюидные потоки, воздействуя на ультрабазиты и базиты, метасо-

матические преобразуют их и способствуют, с одной стороны, мобилизации рассеянного рудного вещества до промышленных концентраций в самих ультрабазитах и базитах (месторождения титаномагнетита и хромита), а с другой — выносу части метаморфизуемого вещества (железо, магний и пр.) во вмещающие породы. Выносимое вещество совместно с рудными компонентами накапливается затем на разных уровнях метаморфической колонны, трансформируясь в последующем в скарновые и колчеданные руды. Золоторудная минерализация в породах гипербазит-габбровых комплексов, по их мнению также возникает при их метаморфизме под воздействием тех же базальтоидных диоритов и плагногранитов.

Все это, вероятно, так и есть, с единственной поправкой. Флюиды, производящие широкие метаморфические преобразования гипербазит-базитовых комплексов, а также вмещающих вулканитов не могут являться просто постмагматическими, связанными с конкретными интрузиями и даже их комплексами. У габбро и даже плагногранитов совершенно недостаточно флюидов для того, чтобы произвести такие гигантские преобразования. Тем более, что, как показывают изотопные данные [10], метаморфизм каждого тектоно-магматического этапа длительнее магматизма; он начинается раньше его, завершаясь одновременно. Внедрение магматических расплавов и подъем метаморфизирующих и рудообразующих растворов генетически и пространственно по путям движения тесно связаны, но по происхождению и поведению достаточно независимы. Вероятнее всего здесь действовала единая для эвгеосинклинали геотермальная гидросистема, включающая как магматические и интрателлурические флюиды, так и рециркулирующую морскую воду. Возможность проникновения морской воды в рассматриваемых условиях снимает проблему грандиозности масштабов воздействия флюидов.

В этой единой системе, в широком диапазоне местных структурно-тектонических и более узком — физико-химических условий, проявлялись все известные механизмы формирования отдельных месторождений, их групп и формаций разных металлов и генетических типов. Длительность рудообразования, иногда просто отождествляемая с элементарным актом минералоотложения, находится на уровне длительности геологических процессов, которые она сопровождает. Осевая плоскость эвгеосинклинали — лишь генеральная составляющая. Единая гигантская система циркуляции вод из-за широких пространственных изменений степени трещиноватости и проницаемости пропитываемых толщ, чередования различных по составу и строению внутренних структурных элементов эвгеосинклинали, распадалась на зоны низшего порядка. Большие вариации размещения месторождений по поперечнику в отдельных мегаблоках пояса (табл. 3) — одно из отражений этого явления.

Единая геотермальная гидросистема — первопричина не только образования рудных месторождений и метаморфизма окружающих их толщ, но и формирования собственно «базальтового» слоя в его современном состоянии, поскольку в данном случае, как показала Кольская сверхглубокая скважина, природа глубинных сейсмических границ обусловлена не столько литолого-стратиграфической изменчивостью пород, а сколько вторичными преобразованиями, приводящими к изменению физических свойств и состояния вещества земной коры и верхней мантии. В результате этого в островодужную стадию «базальтовый» слой рос одновременно как вверх (излияния), так и вниз (метаморфизм мантии).

ЛИТЕРАТУРА

1. Берлянд Н. Г. Особенности глубинного строения и эволюции земной коры Уральской эвгеосинклинали по геофизическим данным. — Докл. АН СССР, 1979, 245, № 2.
2. Берлянд Н. Г. Районирование Урала по типу строения земной коры. — Сов. геология, 1982, № 11.
3. Геологическое развитие и металлогения Урала. — М., Недра, 1981.
4. Геохимия изотопов в офиолитах Полярного Урала. Редакторы А. В. Пейве, В. И. Виноградов, М., Наука, 1983.
5. Дружинин В. С., Рыбалка В. П., Соболев И. Д. Связь тектоники и магматизма с глубинным строением Среднего Урала по данным ГСЗ. — М., Недра, 1976.
6. Дымкин А. М., Иванов С. Н., Камалетдинов М. А., Попов Б. А., Пучков В. Н., Золотов К. К., Фишман М. В. Геология Урала. — В кн.: Геология Советского Союза, 27 Межд. геол. конгресс, колоквимум К. 01, Докл., том I. — М., Наука, 1984.
7. Золотов К. К., Левин В. Я., Минкин Л. М., Попов Б. А., Рапорт М. С. Метаморфизм и рудообразование в Уральском складчатом поясе. — В кн.: Геология и металлогения метаморфических комплексов. — Свердловск, 1977.
8. Зоненшайн Л. П. Тектоника внутриконтинентальных складчатых поясов. — В кн.: Тектоника, 27 Межд. геол. конгресс, секция С.07. Докл., т. 7. — М., Наука, 1984.
9. Нечухин В. М., Берлянд Н. Г. Связь эндогенного оруденения Урала с глубинным строением земной коры. — Ежегодник ИГГ УНЦ АН СССР, — Свердловск, 1983.
10. Овчинников Л. Н. Обзор данных по абсолютному возрасту геологических образований Урала. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала, т. I. — Свердловск, 1969.
11. Овчинников Л. Н. Интрателлурические растворы, магматизм и рудообразование. — В кн.: Проблемы магматической геологии. — Новосибирск, Наука, 1973.

12. Овчинников Л. Н., Баранов В. Д. О некоторых закономерностях размещения колчеданно-полиметаллических месторождений Алтая (по геолого-статистическим данным). — Геология рудных месторождений, 1973, № 6.
13. Овчинников Л. Н., Лутков Р. И. Геохимические типы и зональность колчеданного оруденения Урала. — М., Наука, 1983.
14. Пейве А. В., Книппер А. П., Марков М. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Пущаровский Ю. М., Штрейс Н. А. Закономерности формирования континентальной коры в фанерозое (к проблеме тектонического районирования материков). — В кн.: Тектоника, 27 Межд. геол. конгресс, секция С. 07. Докл., т. 7. — М., Наука, 1984.
15. Перфильев А. С. Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. — М., Наука, 1979.
16. Попов Б. А., Золотов К. К., Рапопорт М. С. Металлогения ранних стадий развития Уральской палеозойской эвгеосинклинали в свете новых данных геотектоники. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископ., т. XII, — М., Наука, 1978.
17. Рыбалка В. М. Использование данных о глубинном строении земной коры для мелкомасштабного прогнозирования. — Разведка и охрана недр., 1976, № 8.
18. Семенов Б. Г., Ананьева Е. М., Екидина Н. Я., Берлянд Н. Г., Кассин Г. Г., Цветкова А. А. О глубинной структуре земной коры Урала и прилегающей к нему территории. — Геотектоника, 1983, № 4.
19. Смирнов В. И. Зоны Бенъофа и магматогенное рудообразование. — Геология рудных месторождений, 1974, № 1.
20. Тектоника Урала. (Объяснительная записка к тектонической карте Урала). Ред. А. Л. Яншин. — М., Наука, 1977.
21. Reed M. H. Seawater-basalt reaction and the origin of greenstones and related ore deposits. — Econ. Geol., v. 78, 1983.
22. Spooner E. T. C. Cu-Pyrite mineralization and sea water convection in oceanic crust—the ophiolitic ore deposits of Cyprus.—Geol. Assoc. Can. Spec. Pap., 1980, № 20.
23. White D. E., Muffler L. J. P., Truesdell A. H. Vapor-dominated hydrothermal systems compared with hot-water systems.—Econ. Geol., 1971, v. 66, № 1.

МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ПРИКЛАДНОЙ МЕТАЛЛОГЕНИИ

Современный уровень металлогенической науки как основы прогноза месторождений полезных ископаемых определен длительным и нередко противоречивым ее развитием, в котором накопление описательного материала далеко не всегда сочеталось с необходимой мерой его обобщения. Многолетние исследования условий локализации месторождений создали необходимую базу для выявления закономерностей их размещения. Сопоставление этих закономерностей с комплексом других геологических законов, сопровождающееся формированием специфических, собственно металлогенических закономерностей, позволяет сегодня на основе достижений общей, исторической, региональной и специальной металлогении достаточно уверенно определять площади возможного нахождения месторождений и обосновывать направления геологоразведочных работ. Таким образом, комплексом многолетних исследований создана прикладная металлогения, обеспечивающая решение актуальных задач геологоразведочного производства.

В формировании прикладной металлогении ведущая роль принадлежит советской геологической школе — трудам Ю. А. Билибина, С. С. Смирнова, Е. Т. Шаталова, В. И. Смирнова, Г. А. Твалчрелидзе, Д. В. Рундквиста, А. Д. Щеглова [3]. Работами этих и других исследователей выявлены, обоснованы и апробированы на практике металлогенические закономерности, составляющие существо прикладной металлогении — регионального и локального прогноза месторождений полезных ископаемых.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ И РУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Один из основоположников советской металлогенической школы Ю. А. Билибин отмечал, что процессы минерализации, ведущие к возникновению месторождений, представляют одну из сторон единого и сложного процесса геологического развития

земной коры и находятся в тесной взаимосвязи с осадконакоплением, тектоническими движениями, магматической деятельностью и метаморфизмом.

Эти взаимосвязи, выявлению которых посвящены многие работы Г. А. Твалчрелидзе [7, 8, 9], получили отражение в создании формационных основ металлогении трудами М. Б. Бородавской, Д. И. Горжевского, В. А. Кузнецова, Г. А. Твалчрелидзе, Д. В. Рундквиста, А. Д. Щеглова, Г. Н. Щербы, П. А. Строны [3, 4, 10 и др.] и ряда других исследователей.

Существо формационных основ определяется вхождением тех или иных типов месторождений в определенные геологические формации либо их сочетания в качестве естественных составляющих. Этим определяется возможность прогноза месторождений на базе формационного анализа продуктов седиментогенеза, вулканизма, плутонизма и метаморфизма. Отсюда следует, что при формулировке понятия «рудная формация» для целей прикладной металлогении следует учитывать прежде всего устойчивость связей продуктов рудогенеза с теми или иными геологическими сообществами.

Исходя из изложенного, под рудной формацией предлагается понимать группу месторождений и (или) рудопроявлений, однотипных по элементному и минеральному составу руд и геологической обстановке нахождения, которая характеризуется определенной геологической формацией либо сочетанием таких формаций. При этом под геологической формацией вслед за Ю. А. Кузнецовым понимаются естественные сообщества пород, возникающие в определенной геологической обстановке и отвечающие отдельным этапам развития того или иного участка земной коры. Отсюда со всей очевидностью следует, что каждая геологическая формация фиксирует достаточно определенные режимы и этапы развития земной коры, а ассоциирующая с ней рудная формация отвечает этим режимам и этапам. В тех же случаях, когда рудные формации возникают при совмещении геологических формаций, то рудные формации сопоставляются с режимами становления последних из сочетающихся геологических формаций.

Для целей прикладной металлогении решающее значение имеет установление роли геологических формаций в рудогенезе. С учетом разработок ряда исследователей автором предложено разделение геологических формаций на рудовмещающие, рудоносные, рудогенерирующие и рудообразующие [2]. Это разделение основано на установленных и предполагаемых связях рудных и геологических формаций и сопоставлении последних с главными элементами процессов рудогенеза — средой рудоотложения.

Рудовмещающие геологические формации (РВФ). Нахождение продуктов рудогенеза в той или иной геологической сре-

де, устанавливаемое прямыми наблюдениями, может быть следствием наложения на нее более поздних принципиально иных процессов, либо результатом процессов становления этой среды (геологической формации). Для разграничения этих принципиально различных вариантов представляется целесообразным понятие «рудовмещающая формация» (в узком смысле) сохранить лишь в приложении к первому случаю, когда в формационно однотипных геологических образованиях располагаются формационно различные продукты рудогенеза. Иными словами, РВФ выступают в качестве среды рудоотложения, связанного с другими геологическими явлениями, которые предполагаются при интерпретации данных прямых наблюдений.

Рудоносные геологические формации (РНФ) представляют частный случай РВФ и выделяются как формационно однородные геологические образования, вмещающие формационно однотипные продукты рудогенеза при неоднозначности интерпретации природы таких ассоциаций. РНФ выступают в качестве среды рудоотложения и как источник других составляющих процессов рудогенеза, хотя последнее не всегда доказуемо.

Рудогенерирующие формации (РГФ) — те геологические образования, которым приписывается роль источников вещества, энергии рудообразования и транспортирующих агентов для продуктов рудогенеза, локализованных в среде рудоотложения — в РВФ.

Рудообразующие формации (РОФ) — те геологические образования, которым отводится роль источников энергии при рудообразовании, реализуемом за счет вещества, содержащегося в иных геологических формациях — РНФ.

Общепринятые и наиболее широко распространенные модели рудогенеза отвечают следующим сочетаниям геологических формаций по наблюдаемой (подчеркнуто) и предполагаемой роли в процессах возникновения месторождений.

I. РВФ + РГФ. Это сочетание отвечает классической ортогенетической схеме формирования жильных гидротермальных месторождений, локализованных в геологических образованиях различной формационной принадлежности при постоянстве рудоформационных характеристик и устойчивой пространственно-временной связи с однотипными магматическими комплексами РГФ. Примерами таких объектов, отвечающими эндотермальной модели рудогенеза, по В. И. Смирнову [6], могут служить жильные месторождения, локализованные в интрузивной раме (РВФ) определенных магматических тел (РГФ).

II. РВФ = РНФ. Одна и та же формация выступает в двойной роли при неоднозначности интерпретации причин рудогенерации, что характерно для ряда типов месторождений, в первую очередь стратиформных либо близких к ним. Рудонакопление в таких геологических формациях может быть связано с процес-

сами, которые не получают формационного выражения и могут описываться экзотермальными, смешанными и экзогенными моделями [6].

В частности, такая ситуация характерна для месторождений типа медистых песчаников и сланцев, для свинцово-цинковых месторождений в терригенно-карбонатных и карбонатных толщах. Для подобных объектов, как известно, развивается несколько вариантов гидрогенного рудонакопления и не исключается связи с поступлением из глубинных источников.

К такому же типу формаций могут быть отнесены некоторые золоторудные месторождения в терригенных толщах, считающиеся литогенными (по В. Г. Гарьковцу) либо метаморфогенно-гидротермальными и встречающиеся в формационно однотипных геологических образованиях.

Месторождения колчеданного семейства при вхождении в определенные рудоносные формации связываются либо с отдельными фациями этих же формаций (субвулканическими, экстрезивными), либо с конвективными (рециклинговыми) процессами, сопровождающими становление таких формаций.

III. **РВФ = РНФ = РГФ**. Это сочетание характерно для процессов рудогенеза, достаточно убедительно относимых к самой формации. Наиболее наглядный пример — медно-никелевые месторождения, возникающие при расслоении сульфидно-силикатных расплавов с накоплением руд в породах **РВФ = РНФ** либо в ее ближайшей раме. Такому же сочетанию отвечают пегматитовые, апогранитовые и часть грейзеновых месторождений, локализованных в формационно однотипных интрузивных породах, связываемых с их становлением и отвечающих эндо-термальной модели.

IV. **РВФ + (РВФ = РНФ = РГФ)**. Данное сочетание близко сочетанию типа **РВФ + РГФ**, но отличается тем, что одна из двух формаций выступает в тройной роли. Подобному сочетанию отвечают смешанные модели рудогенеза, развиваемые для штокверковых месторождений меднопорфировых и молибден-меднопорфировых руд (ортогенетические схемы либо рециклинговые, либо сочетание того и другого). Рудная минерализация локализуется в формационно однотипных магматических телах (**РВФ = РНФ = РГФ**) и в геологических образованиях рамы любого состава (**РВФ**), которая пассивно вмещает оруденение или (предположительно) поставляет какую-то часть его. Близи к такой ситуации штокверковые и жильные грейзеновые и часть пегматитовых месторождений.

V. **(РВФ = РНФ) + РОФ**. Сочетание двух формаций, отражающее экзотермальную модель рудогенеза, в которой рудонакопление связывается с перераспределением вещества, находящегося в однотипных **РВФ = РНФ** под тепловым и флюидным (?) воздействием более поздних магматических тел (**РОФ**)

различной формационной принадлежности. Модель применима, в частности, к метаморфогенно-гидротермальным золоторудным месторождениям, возникающим в формационно однотипных комплексах зеленокаменных поясов и многоэпизодических в предпологаемой связи с более поздним магматитами, имеющими в разных районах различную формационную принадлежность.

VI. (РВФ = РНФ) + (РОФ = РГФ). Сочетание, отличающееся от V типа предполагаемым поступлением вещества из обеих формаций и приложимое как к модели метаморфогенно-гидротермального рудогенеза, так и к некоторым так называемым полигенным объектам, в частности к скарнированным, с привнесом вещества стратиформным полиметаллическим и железорудным месторождениям.

Рассмотренные сочетания геологических формаций по установленной и предполагаемой роли в рудогенезе отражают существующие модели рудонакопления и определяют типы металлогенических формаций, которым отвечают устойчивые, постоянно наблюдаемые пространственно-временные ассоциации геологических, метасоматических и рудных формаций. Необходимость введения понятия «металлогеническая формация» показана ранее рядом исследователей [10 и др.], однако терминологические сложности, возникающие при выборе наименования металлогенических формаций — вероятно, одна из причин сдержанного восприятия этого нововведения. Тем не менее очевидное единство продуктов рудогенеза с определенными геологическими образованиями, отраженное в общепринятом понимании рудной формации, требует поисков путей преодоления этого терминологического барьера.

Рассмотренным определяются принципы формационной классификации рудных месторождений и содержание рудно-формационного анализа для прикладных металлогенических построений. В общем виде последовательность систематизации исходной информации сводится к следующему:

— установление ведущих характеристик скоплений рудного вещества — минеральный и элементный состав с оценкой количественных соотношений основных рудообразующих элементов;

— выявление главных показателей рудовмещающих формаций (фациальный состав с количественным соотношением фаций, химический состав с учетом соотношений определенных породообразующих элементов);

— анализ зависимостей между формационными характеристиками рудных скоплений и среды с выявлением возможного постоянства появлений определенных продуктов рудогенеза в однотипных геотектонических обстановках;

— конкретизация роли рудовмещающих формаций с оценкой их принадлежности к рудоносным либо к относительно пассивным рудовмещающим и с определением возможных рудогенерирующих и рудообразующих формаций;

— обоснование принадлежности ассоциации определенных рудных формаций и геологических формаций (либо их сочетаний) к тому или иному типу металлогенических формаций.

На основе подобного анализа, группой авторов [4] предложена классификация рудных формаций, позволяющая решать главные задачи прикладной металлогении — по геологическим формациям и их сочетаниям устанавливать площади возможного развития соответствующих рудных формаций.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ КАТЕГОРИИ

Устойчивые ассоциации рудных формаций с определенными геологическими формациями либо их сочетаниями накладывают соответствующие требования на определения соотношений геологических и металлогенических пространственных категорий.

В качестве главной геологической категории при районировании территорий для металлогенических целей Д. В. Рундквистом с соавторами [5] и другими исследователями принимается структурно-формационная зона (СФЗ). СФЗ выступает в качестве эквивалента металлогенической зоны. Из этих двух главных таксонов выводятся следующие более дробные пространственные геологические и металлогенические категории:

- структурно-формационная подзона = металлогеническая подзона;

- блок СФЗ = потенциальный рудный район;

- структурно обособленный участок блока СФЗ = потенциальное рудное поле.

Районирование территорий с целью выделения и прогноза металлогенических зон должно учитывать принадлежность прогнозируемых объектов к той или иной из рассмотренных выше 6 моделей металлогенических формаций и может проводиться по одному из соответствующих вариантов, отраженных на рис. 1. Оконтуривание металлогенических зон производится либо как оконтуривание полей развития той или иной геологической формации (варианты I—III на рис. 1), либо как площадей совмещенного развития двух (возможно, и нескольких) геологических формаций с различной ролью в рудогенезе (вариант IV, рис. 1).

Выделение потенциальных рудных районов и рудных полей основывается на оконтуривании соответствующих пространственных геологических категорий при наличии совокупности признаков, входящих в качестве элементов в модели этих объектов. Более сложно решаются задачи прогноза перспективных участков, эквивалентных потенциальным месторождениям. Обоснованность локального прогноза обеспечивается предварительной разработкой моделей соответствующих месторождений, фор-

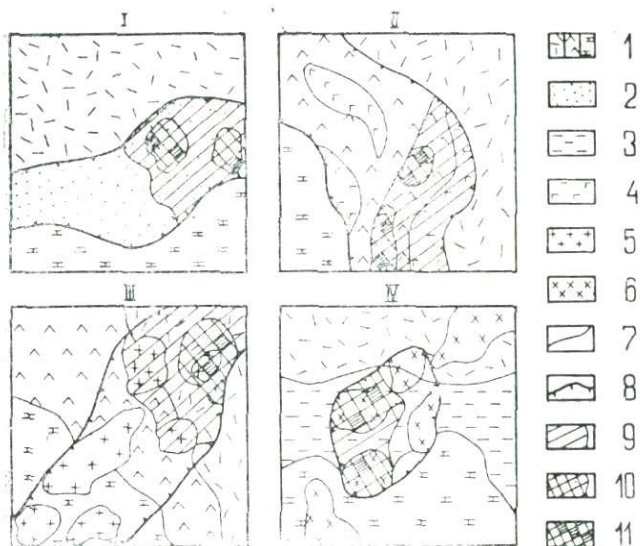


Рис. 1. Принципиальная схема последовательной локализации перспективных площадей в обстановках, отвечающих различным моделям металлогенических формаций (пояснения в тексте) I — РВФ = РНФ, II — РВФ = РНФ = РГФ, III — РВФ + РГФ и РВФ + (РВФ = РНФ = РГФ), IV — (РВФ = РНФ) + РОФ и (РВФ = РНФ) + (РОФ = РГФ), 1 — РВФ различного состава, 2 — РВФ = РНФ с промышленной металлоносностью, 3 — РНФ с непромышленной металлоносностью; 4 — РВФ = РНФ = РГФ, 5 — РГФ, 6 — РОФ, 7 — формационные границы, 8 — границы металлогенических зон, 9—11 — перспективные площади с комплексами признаков: 9 — рудных районов, 10 — рудных полей, 11 — потенциальных месторождений.

мированием набора элементов, составляющих модель и выступающих в качестве признаков объекта, а также выбором таких признаков, комплекс которых обеспечивает опознание той или иной площади в качестве перспективного участка. Естественно, что набор признаков определяется принадлежностью месторождений к тому или иному геолого-промышленному типу и зависит как от геологического строения территорий, так и от условий ведения поисков.

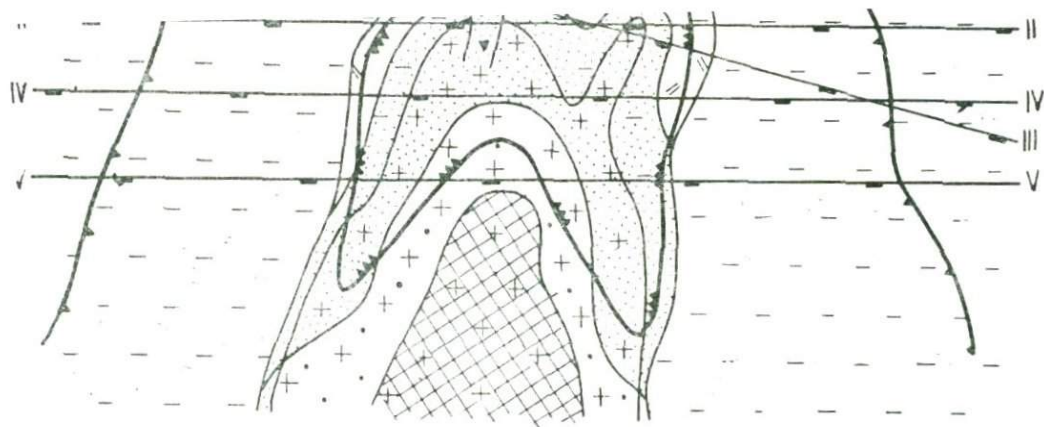


Рис. 2. Модель вертикального сечения меднопорфирового месторождения: 1 — рудоносный порфировый интрузив, 2 — брекчиевая трубка, 3 — кварцевое «ядро», 4 — зона калинитизации и биотизации, 5 — зона окварцевания и серицитизации, 6 — зона аргиллизации.

7 — пропилитизированные породы интрузивной рамы, 8 — границы ореола и интенсивной пиритизации, 9 — контуры промышленных руд, 10 — варианты положения эрозионного среза.

В качестве примера укажем, в частности, что металлогенические зоны применительно к меднопорфировым месторождениям выделяются по варианту III рис. 1 как ареалы распространения рудоносных плутонических формаций, которые в различных обстановках имеют разные характеристики. Рудные районы отвечают блокам СФЗ, где развиты группы меднопорфировых систем — ареалы распространения потенциально рудоносных порфировых фаз. Рудные поля эквивалентны меднопорфировым системам, описываемым комплексом признаков. Успех прогноза в выявлении перспективных участков во многом зависит от расположения уровня эрозионного среза. Как видно из геологической модели медно-порфирового месторождения (рис. 2), набор признаков, необходимых для установления перспективного участка, имеет различное выражение при разном положении эрозионного среза. При этом возможны варианты весьма малой глубины вскрытия системы срезом с недоступностью руд и варианты весьма значительной денудации с уничтожением значительной части, либо даже всей массы руды.

ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Эффективное решение задач прикладной металлогении обеспечивается созданием и использованием в практике прогнозно-поисковых комплексов (ППК), представляющих собою технологические схемы реализации геологоразведочного процесса — от прогноза зон и районов до оценки локальных перспективных участков 1. ППК формируются на основе принципов соответствия и последовательного приближения. Каждой стадии геологоразведочного процесса отвечают однотипные по структуре блоки ППК, а всему процессу — сумма сопряженных по вертикали (по времени) таких блоков, что соответствует принципу последовательного приближения.

Каждый блок ППК (рис. 3) представляет систему «методы—признаки—объекты», связи и соотношения в которой определяются принципом соответствия и должны обеспечивать достижение цели работ определенной стадии геологоразведочного процесса.

Для формирования блоков ППК необходимо решение следующих задач:

- создание геологической модели объекта прогноза и поисков в форме набора элементов и признаков;
- разделение признаков на необходимые и дополнительные;
- оценка опознаваемости объекта отдельными признаками и их сочетаниями;

Стадии		Методы	Выявляемость признаков методами													
I		I-1														
		I-2														
II		II-3														
		II-2														
III		III-3														
		III-2														
IV		IV-1														
		IV-2														
		IV-3														
		IV-4														
V		V-1														
		V-2														
Признаки		Необходимые	Ia	Ib	Ib	IIa	IIb	IIIb	IIIb	IVa	IVb	Va	Vb			
		Дополнительные							IIIb		IVb					
Объекты прогноза и поисков		МЗ														
		РР														
		РП														
		ПУ														
		РТ														
			Упознаваемость объектов признаками													

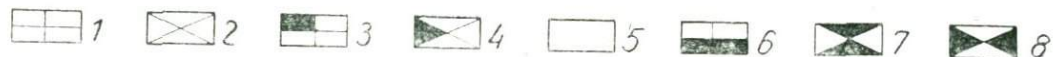


Рис. 4. Схема оценки выявляемости признаков и объектов при формировании ППК. Выявляемость признаков в любых обстановках 1—2: 1 — одним методом, 2 — в комплексе с другими методами, 3—4 — в специфических обстановках: 3 — одним методом, 4 — в комплексе с другими методами, 5 — в благоприятных обстановках одним методом. Опознаваемость объектов признаками в любых обстановках 6—7: 6 — одним признаком, 7 — комплексом признаков, 8 — в специфических обстановках в комплексе с другими признаками.

Принятые сокращения: МЗ — металлогеническая зона, РР — потенциальный рудный район, РП — рудное поле, ПУ — перспективный участок, РТ — рудное тело.

На схеме пунктиром со стрелками условно показаны 2 сокращенных варианта реализации ППК: — обнаружение методом II—3 признака IIIa (А на схеме) позволяет перейти к стадии III с постановкой только метода III—1 для обнаружения признака IIIb и выявления рудного поля; — обнаружение методом II—2 признака IVb (В на схеме) позволяет перейти к стадии IV с постановкой только метода IV—4 для обнаружения признака IVa и выявления перспективного участка

Оптимизация в звене признаки — объекты в конечном итоге обеспечивает формирование характеристик, необходимых для оценки уровня изученности территорий, проведения их прогнозной оценки и определения задач дальнейших геологоразведочных работ.

Оценка выявляемости признаков методами проводится в отношении необходимых признаков и имеет своей целью разделить набор методов на обязательные, дублирующие и избыточные с исключением из комплекса двух последних категорий. Оптимизация в звене методы — признаки обеспечивает формирование набора методов, необходимых для решения задач соответствующей стадии.

Обе охарактеризованные процедуры выполняются для каждого блока ППК. Анализ проводится экспертами либо вручную, либо в человеко-машинном варианте. В первом случае используются таблицы, подобные, представленной на рис. 4; во втором — соответствующие программы для ЭВМ.

Оптимизация в звеньях признаки—объекты и методы—признаки, проведенная в каждом блоке, обеспечивает создание полного, основного варианта ППК. Вместе с тем, различная степень благоприятности геологических обстановок для выполнения работ по прогнозу и поискам, а также высокая эффективность отдельных методов в некоторых условиях определяют возможность получения сокращенных вариантов реализации ППК. Эти варианты отвечают тем случаям, когда методы, поставленные на ранних стадиях, могут обеспечить решение задач последующих стадий, даже далеко отстоящих. Кроме того, сокращенные варианты возможны в таких ситуациях, когда на изучаемой площади те или иные признаки выявлены предшествующими работами. Соответственно, сокращение определяется исключением части методов конкретных стадий либо отдельных стадий полностью. Приемы формирования сокращенных вариантов показаны на рис. 4. При этом следует иметь в виду, что сокращенные варианты приложимы к определенным частям площади, отвечающим указанным условиям, а применение сокращенных вариантов на конкретных участках не исключает необходимость постановки всех работ ППК на остальной площади.

В конечном виде схемы ППК представляются в графической форме с отображением всех элементов (стадии, методы, признаки, объекты, цели работ) и показа полных и сокращенных вариантов. Для удобства пользования и обучения персонала могут применяться соответствующие электрифицированные схемы в стендовом и портативном исполнении.

Применение ППК, разработанных для определенных геолого-промышленных типов месторождений, требует учета состояния прогнозной и поисковой изученности соответствующих территорий.

Анализ изученности целесообразно выполнять путем составления специализированных карт, отражающих ранее выявленные признаки объектов тех или иных рангов. Территория намечаемых работ разделяется по сочетаниям признаков на площади либо участки, требующие постановки работ соответствующих стадий и допускающие применение того или иного варианта ППК.

При применении ППК учитывается возможность получения на той или иной площади 3 вариантов решения задач стадий (рис. 3): неопределенного, отрицательного и положительного. Первый из них требует возвращения к предшествующей стадии работ с постановкой соответствующих методов. Второй — отвечает отсутствию объекта поисков на данной площади и требует прекращения работ. Третий — соответствует обнаружению объекта и определяет возможность перехода к работам следующей стадии.

Анализ изученности территорий и применимость ППК базируются на моделях объектов прогноза и поисков, разработанных применительно к месторождениям определенных геолого-промышленных типов.

На рис. 5 представлена модель медноколчеданного месторождения. Эта модель описывается следующими главными элементами:

- рудоносная формация;
- рудоконтролирующие части разреза формации;
- рудоконтролирующие палеовулканические сооружения;
- рудоносные уровни разреза;
- надрудные зоны изменений и геохимические ореолы;
- подрудные зоны изменений и геохимические ореолы;
- рудовмещающие депрессионные структуры
- рудоподводящие каналы;
- послойная сульфидная вкрапленность;
- рудокласты;
- рудные тела.

Каждый из этих элементов, выступая в качестве признака перспективного участка, имеет собственные характеристики. Доступность элементов модели для обнаружения и применимость того или иного варианта ППК определяется обстановками нахождения месторождений — условиями ведения поисков. На рис. 5 последние отражены различными вариантами возможного положения эрозионного среза, соответствующими разным пространственным ориентировкам рудных тел и напластования вмещающих пород. Охарактеризованная модель приложима также и к другим месторождениям массивных сульфидных руд, в частности, к колчеданно-полиметаллическим в осадочно-вулканических и осадочных толщах с соответствующей конкретизацией элементов моделей.

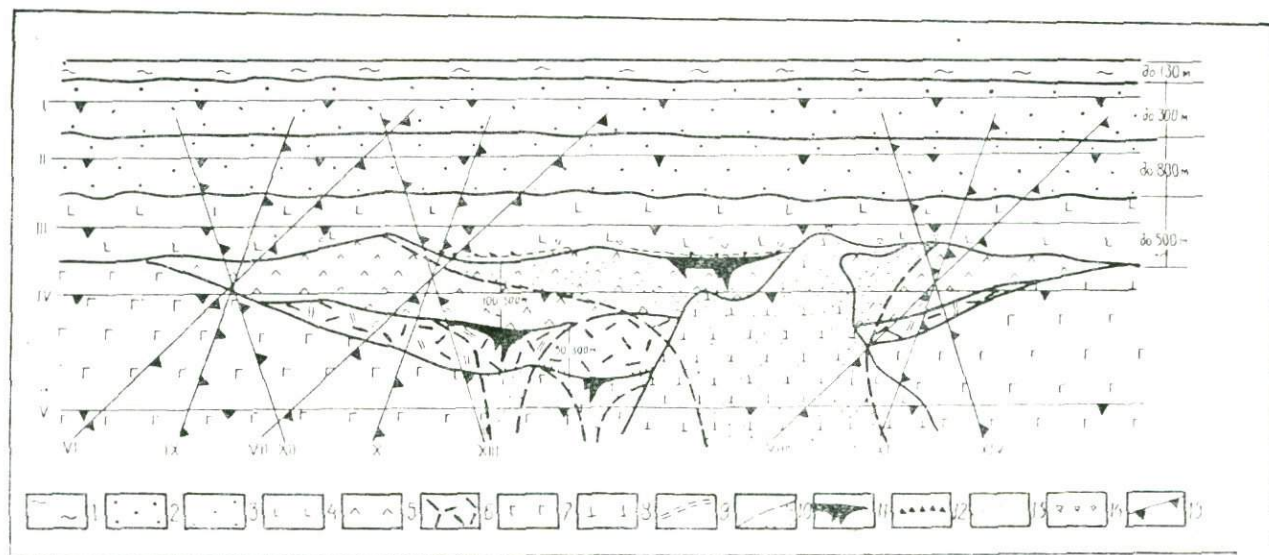


Рис. 5. Модель медноколчеданного месторождения: 1—4 — образования, перекрывающие колчеданосные вулканогенные формации: 1 — наносы, 2 — гравякки, 3 — вулканогенные молассоиды, 4 — вулканы базальт-андезито-базальтовой формации нерасчлененные, 5—9 — колчеданосная непрерывная формация: 5 — дацитовая толща, 6 — андезито-дацитовая толща, 7 — андезито-базальтовая и базальтовая толщи нерасчлененные, 8 — экструзивные купола липаритовых порфи-

ров, 9 — вулканомиктовые породы, 10 — метасоматиты серицитолитовой формации с вкрапленностью сульфидов, 11 — рудные тела, 12 — рудокласты, 13 — сплошная сульфидная вкрапленность, 14 — надрудная гематитизация, 15 — варианты положения эрозионного среза при различном залегании рудных тел и вмещающих пород: I—V — близгоризонтальном, VI—VIII — наклонном, IX—XI — крутом близвертикальном, XII—XIV — запрокинутом.

Несколько меньшей сложностью обладает модель месторождения сульфидных медно-никелевых руд со следующими главными элементами:

- надинтрузивные комплексы;
- подинтрузивные комплексы;
- изменения и ореолы: надинтрузивные, фронтальные, подинтрузивные, тыльные;
- дифференциаты рудоносного массива: надрудные, фронтальные, тыльные;
- внутриинтрузивные ореолы: надрудные, фронтальные, тыльные;
- проявления сопутствующей минерализации: надрудные, фронтальные, тыльные;
- рудные тела и характер их выражения в разных геологических обстановках.

Элементы охарактеризованных моделей выступают в качестве главных факторов для принятия решения о целесообразности (нецелесообразности) проведения работ на той или иной площади и о применимости того или иного из вариантов ППК.

В настоящее время ППК разработаны для ведущих геолого-промышленных типов месторождений цветных и благородных металлов, а их существо и приемы использования отражены в серии соответствующих методических рекомендаций, изданных ЦНИГРИ Мингео СССР в 1982—1984 гг.

ОЦЕНКА РУДОНОСНОСТИ ТЕРРИТОРИИ И ФОРМИРОВАНИЕ СТРАТЕГИИ ИХ ПОИСКОВОГО ОСВОЕНИЯ

Рудоносность территорий оценивается в СССР в виде металлогенического потенциала и ресурсов категорий P_3, P_2, P_1 . Эти категории ресурсов определяются применительно к площадям соответствующих рангов: P_3 — по рудным районам, P_2 — по рудным полям, P_1 — по перспективным участкам (потенциальным месторождениям). Соответственно, для получения на той или иной слабо изученной территории запасов категории C_2 требуется выполнение комплексов работ, обеспечивающих реализацию металлогенического потенциала в ресурсы категории P_3 , перевод ресурсов категории P_3 в категорию P_2 , категории P_2 в P_1 и, наконец, ресурсов категории P_1 в запасы категории C_2 .

Представляется очевидной неполнота реализации металлогенического потенциала в запасы категории C_2 . Это зависит от целого ряда причин как объективного, так и субъективного характера. К числу главных из них принадлежат: недостаточная достоверность прогнозных оценок, определяемая несовершенством геолого-генетических основ; рассредоточенность прогнозируемой массы металла по серии мелких объектов; несоот-

ветствие качества выявленных руд современным требованиям; недоступность глубин залегания месторождений для поискового и промышленного освоения; субъективные ошибки при выборе направлений работ и т. п. Количественно неполнота реализации металлогенического потенциала может быть выражена через коэффициенты «отхода» ресурсов при переводе их из категории в категорию. Подобные коэффициенты сопоставимы со значениями вероятности обнаружения объектов данного ранга на площади объектов более высокого ранга.

Через упомянутые коэффициенты при заданном приросте запасов категории C_2 могут быть определены значения прогнозных ресурсов категорий P_1 , P_2 , P_3 , необходимые для обеспечения прироста, по следующим выражениям:

$$P_1 = C_2 : K_1 \quad (1); \quad P_2 = P_1 : K_2 \quad (2); \quad P_3 = P_2 : K_3 \quad (3);$$

или через значение C_2 :

$$P_2 = C_2 : K_1 \cdot K_2 \quad (4); \quad P_3 = C_2 : K_1 \cdot K_2 \cdot K_3. \quad (5)$$

Приведенными зависимостями определяется возможность расчета значений ресурсов, потребных для получения заданных приростов запасов категории C_2 , с учетом реального состояния прогнозной и поисковой изученности территории. Соответственно определяются и конкретные цели намечаемых работ, поскольку в принятой в СССР стадийности геологоразведочного процесса общие поиски обеспечивают перевод ресурсов P_3 в P_2 , поиски — перевод ресурсов категории P_2 в P_1 , а поисково-оценочные работы — получение запасов категории C_2 за счет ресурсов категории P_1 .

Расчетные значения прогнозных ресурсов различных категорий позволяют определить размеры площадей разных металлогенических категорий, подлежащих поисковому освоению для получения прироста запасов категории C_2 . Для характеристики рудоносности территорий в отечественной и зарубежной практике широко используются показатели продуктивности (металлоносности) — Π , выраженные в количестве металла на единицу площади. Значения продуктивности рудных районов (Π_3), рудных полей (Π_2) и перспективных участков (Π_1) существенно различаются. По материалам известных сводок Дж. Болди, Д. Сангстера, Х. Пелиссонье и др. исследователей значения продуктивностей названных пространственных категорий применительно к наиболее распространенным типам месторождений цветных металлов находятся в примерных соотношениях $100 : 10 : 1$.

С использованием значений продуктивностей площади, требующие поискового освоения, определяются для разных стадий по следующим выражениям:

$$\text{— общих поисков} \quad S_3 = P_3 : \Pi_3; \quad (6)$$

$$\text{— поисков} \quad S_2 = P_2 : \Pi_2; \quad (7)$$

$$\text{— поисково-оценочных работ} \quad S_1 = P_1 : \Pi_1. \quad (8)$$

Из полученных значений площадей рассчитываются затраты на их поисковое освоение через приведенные (удельные) стоимости работ соответствующих стадий (z в тыс. руб./км² по оптимальным вариантам прогнозно-поисковых комплексов) по следующим выражениям:

$$\text{— на общие поиски} \quad Z_3 = Z_3 \cdot S_3 \quad (9)$$

$$\text{— на поиски} \quad Z_2 = Z_2 \cdot S_2 \quad (10)$$

$$\text{— на поисково-оценочные работы} \quad Z_1 = Z_1 \cdot S_1 \quad (11)$$

Из выражений (I—II) определяются главные показатели для формирования стратегии поискового освоения тех или иных территорий:

— соотношение прогнозных ресурсов, потребных для заданного прироста запасов категории C_2 —

$$P_3 : P_2 : P_1 = \frac{C_2}{K_1} \left(\frac{1}{K_2 \cdot K_3} : \frac{1}{K_2} : 1 \right); \quad (12)$$

— соотношение площадей, требующих постановки общих поисков, поисков и поисково-оценочных работ для получения заданного прироста запасов категории C_2 —

$$S_3 : S_2 : S_1 = \frac{C_2}{K_1} \left(\frac{1}{\Pi_3 \cdot K_2 \cdot K_3} : \frac{1}{\Pi_2 \cdot K_2} : \frac{1}{\Pi_1} \right); \quad (13)$$

— соотношение потребных затрат по стадиям —

$$Z_3 : Z_2 : Z_1 = \frac{C_2}{K_1} \left(\frac{Z_3}{\Pi_3 \cdot K_2 \cdot K_3} : \frac{Z_2}{\Pi_2 \cdot K_2} : \frac{Z_1}{\Pi_1} \right). \quad (14)$$

Использование приведенных выражений требует учета реальной изученности территории — в первую очередь наличия выявленных ресурсов, соответствующих категорий с введением в расчеты необходимых величин. При условии получения прироста запасов категории C_2 только за счет перевода ресурсов категории P_3 на эквивалентной удельной площади последовательно в категории P_2 , P_1 и C_2 общие затраты на получение намеченного прироста определяются из следующего выражения:

$$Z_{06} = \frac{C_2}{K_1} \cdot \left(\frac{Z_3}{\Pi_3 \cdot K_2 \cdot K_3} + \frac{Z_2}{\Pi_2 \cdot K_2} + \frac{Z_1}{\Pi_1} \right). \quad (15)$$

Потребное время для реализации прогнозных ресурсов в запасы категории C_2 оценивается через величину общих затрат и годовые темпы их освоения соответствующими организациями-исполнителями работ.

Изложенным определяется методика определения количественных характеристик, необходимых для реализации металлогенического потенциала в запасы — главную продукцию геологоразведочного процесса. Конкретность приведенных данных и их практическая направленность обеспечивают прикладной выход металлогенических исследований и иллюстрируют роль прикладной металлогении в решении актуальных задач развития минерально-сырьевой базы СССР.

В заключение следует отметить, что интенсивное развитие поисков скрытых и глубокозалегающих месторождений полезных ископаемых требует ускорения создания моделей таких объектов, выявления комплекса наиболее информативных признаков и совершенствования комплекса поисковых методов как путем оптимизации, так и разработкой новых, обеспечивающих необходимую эффективность.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кривцов А. И., Нарсеев В. А. Геологоразведочный процесс и прогноз-поисковые комплексы. — Сов. геология, 1983, № 1.
2. Кривцов А. И. Принципы классификации геологических формаций по роли в рудогенезе. — Геология рудных месторождений, 1984, № 1.
3. Рундквист Д. В., Кузнецов В. А., Марков К. А., Смирнов В. И., Старицкий Ю. Г., Твалчрелидзе Г. А., Щеглов А. Д. Металлогения СССР. 27 Межд. геол. конгресс, К—01, Докл. коллоквиума. В кн.: Геология Советского Союза. — М., 1984.
4. Бородаевская М. Б., Горжевский Д. И., Константинов М. М., Кривцов А. И., Лихачев А. П., Нарсеев В. А., Ручкин Г. В., Фогельман Н. А. — Принципы формационной классификации месторождений цветных и благородных металлов. — Сов. геология, 1984, № 6.
5. Рудоносность и геологические формации структур земной коры. Ред. Д. В. Рундквиста. — Л., Недра, 1982.
6. Смирнов В. И. Энергетические основы постмагматического рудообразования. — Геология рудных месторождений, 1981, № 1.
7. Твалчрелидзе Г. А. Рудные провинции Мира. — М., Недра, 1972.
8. Твалчрелидзе Г. А. Металлогенические особенности главных типов вулканических поясов. — М., Недра, 1977.
9. Твалчрелидзе Г. А. Металлогения главных структур земной коры. — Тез. докл. XXVII Межд. геол. конгресса. 1984, т. VI.
10. Щерба Г. Н. и Лаумулин Т. М. Геологические и рудные формации (соотношения, связи, эволюция). — В кн.: Металлогенические проблемы Средней Азии. — Ташкент, ФАН, 1982.

О ГЛАВНЫХ НАПРАВЛЕНИЯХ РАЗВИТИЯ РУДНЫХ ПРОЦЕССОВ В ЛИТОСФЕРЕ

Время неудержимо продолжает свой бег. Кажется, что совсем недавно за праздничным столом в кругу друзей и товарищей, в замечательном, полном неповторимого своеобразия Тбилиси, отмечалось шестидесятилетие выдающегося геолога нашей страны, широко известного среди советских и зарубежных ученых своими трудами по важнейшим проблемам металлогении, блестящего представителя грузинского народа, его научной интеллигенции — Георгия Александровича Твалчрелидзе. И, вот, уже прошло с тех пор десять лет. Нашему неутомимому Георгию Александровичу — 70! Большая и хорошая дата, которую встречает академик, директор геологического института Академии наук Грузии Г. А. Твалчрелидзе в полном расцвете творческих сил и геологического таланта! В юбилейные дни этого большого человека и ученого с далеких берегов Тихого Океана геологи Дальнего Востока и его товарищи по «металлогеническому оружию» шлют ему самые сердечные поздравления и пожелания новых больших творческих успехов и крепкого здоровья!

Написать статью в сборник, посвященный такому славному событию, юбилею ученого, внесшего крупный вклад в развитие советской геологической науки, сложная задача, связанная не только с выбором актуальной темы, но, прежде всего, с необходимостью освещения новых проблем современной геологии, близких по характеру ко всему многогранному научному творчеству академика Г. А. Твалчрелидзе. Эти два обстоятельства и побудили автора настоящих строк сконцентрировать внимание на освещении некоторых главных особенностей развития рудных процессов в литосфере, в том числе новых и еще во многом дискуссионных вопросах одновременного (параллельного) проявления рудных процессов в земной коре, металлогенических следствиях этого явления и его прикладном значении.

Известно, что выявление закономерностей размещения и формирования эндогенных рудных месторождений в настоящее время основано на всестороннем изучении взаимосвязей оруденения с процессами осадконакопления, магматизма и развитии тектонических структур, происходящими в земной коре — самой внешней и самой маломощной из всех оболочек нашей планеты. Предполагается, что образование месторождений обусловлено развитием конкретных тектонических структур земной коры: геосинклинально-складчатых областей, платформ, срединных массивов и т. п. с эволюцией которых они и связаны. В последние годы в развитии металлогенических исследований разных направлений наметилась четкая тенденция к более тщательному анализу особенностей строения глубинных частей тектоносферы, вплоть до ее мантийных оболочек, к осмысливанию этого материала с позиций познания влияния глубинного строения тектоносферы на характер оруденения, развитого в структурах, обнажающихся на земной поверхности. Наряду с этим по-прежнему развивается «традиционная ветвь металлогении», сосредотачивающая свое основное внимание на детализации и анализе наших знаний о характере различных типов рудоносных структурно-формационных зон земной коры и проявляющихся в их пределах месторождениях [7]. Эти два направления отчетливо отражают главные пути развития металлогенической мысли последних лет в нашей стране и представляют собой самостоятельные научные ветви в анализе закономерностей размещения и формирования рудных месторождений в структурах земной коры, ее отдельных тектонических элементах разных рангов и структурно-металлогенических (формационных) зонах, выделяемых в их пределах.

Ранее нами отмечалось, что анализ размещения рудных месторождений, тектонические особенности которых не укладывались в стандартные рамки известных металлогенических концепций, позволил в ряде случаев по-иному подойти к пониманию некоторых особенностей размещения рудных месторождений в структурах земной коры и убедиться в том, что некоторые представления традиционной металлогении требуют дополнения и достаточно серьезной корректировки [13, 14]. Как хорошо известно, в последние годы исследователями разных школ и направлений как в нашей стране, так и за рубежом получен новый фактический материал, указывающий на значительно более сложный характер взаимоотношений эндогенных рудных месторождений со структурами земной коры. Об этом, в частности, свидетельствуют многие доклады, зачитанные на 27 Международном геологическом конгрессе в Москве.

Закономерности размещения таких месторождений во многих регионах часто не укладываются в рамки представлений «традиционной металлогении», так как они проявляются независимо от развития структур земной коры и накладываются на них. Для таких месторождений структуры земной коры это благоприятные «макроловушки», а не тектонические элементы, эволюция которых предопределяет их возникновение. Подобные явления наблюдаются в ряде рудных провинций мира, где определены группы рудных месторождений, например, хромитовые, колчеданные, оловянные, вольфрамовые, флюоритовые и др., неразрывно связанные с мантийными магматическими образованиями или непосредственно с породами палеомантии [8, 13, 14]. 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 коре, процессам, протекавшим на значительных глубинах в мантийных оболочках планеты и функционированию подкоровых магматических очагов и их рудоносных дериватов [8, 13, 14].

Иными словами, между развитием структур земной коры и проявлением некоторых 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 в структурах земной коры.

Анализ особенностей размещения эндогенных рудных месторождений, в особенности значительных по масштабам, показывает, что в настоящее время назрела необходимость более глубокого и всестороннего исследования вопросов связи рудных месторождений с подкоровыми зонами Земли и закономерностей локализации «мантийных» месторождений в структурах земной

коры. Одной из наиболее важных задач этого направления исследований является выявление особенностей влияния коровых структур, вещества земной коры, ее разных типов структурно-формационных зон на размещение мантийных месторождений, особенности их минерального состава и морфологию месторождений. Это новое, 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 предполагается мантийные источники рудного вещества.

Другой 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. Нами это направление металлогенических исследований названо «нелинейной металлогенией» [14]. Этим термином (вслед за другими науками, например, нелинейной акустикой и оптикой) подчеркивается отсутствие прямых, линейных зависимостей (закономерностей) между определенными природными явлениями: в данном случае между эволюцией определенных структур земной коры и проявляющимися в их пределах мантийными рудными месторождениями. Иными словами, под «нелинейной металлогенией», нами понимается такое направление металлогенических исследований, которое ставит своей главной целью выявление закономерностей размещения и формирования в структурах земной коры рудных месторождений, для которых предполагается (устанавливается) их связь с мантийными зонами литосферы.

Проявление магматических и рудных мантийных образований в земной коре подчиняется принципу интерференции, принципу резкого усложнения и усиления значения различных геологических факторов на проявление и локализацию мантийных месторождений. Если при «традиционном металлогеническом анализе» задача состояла в выявлении связей месторождений только с коровыми структурами, представленными различными типами структурно-формационных зон, то «нелинейная металлогения» помимо задач выявления закономерностей проявления рудных месторождений в связи с процессами в подкоровых слоях литосферы одновременно решает задачу их «взаимодействия» со структурами земной коры и выявления роли последних в локализации мантийных месторождений.

Одной из важнейших общих закономерностей размещения рудных месторождений, на основе которой обычно создаются обобщающие схемы и построения, является признание связи определенных месторождений с определенными структурами земной коры различных рангов. По-существу, эта закономерность приобрела в металлогенических исследованиях последних десятилетий значение геологического закона. Именно эта особенность в размещении месторождений лежит в основе современных представлений о металлогенических провинциях и структурно-металлогенических зонах. В наиболее полном изложении эти представления нашли свое отражение в коллективной работе ВСЕГЕИ (7), где дана характеристика основных структурно-металлогенических зон и показано, что все они возникают на определенных стадиях развития разных тектонических элементов земной коры. При этом, при выявлении закономерностей размещения рудных месторождений в земной коре подчеркивается, что для каждой стадии развития конкретных структур характерны определенные группы рудных месторождений (рудных формаций). Нет необходимости приводить примеры этому; они хорошо известны.

Важно отметить, 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 (дейтерогенеза) [10]. Иногда эта схема усложняется или видоизменяется для целей металлогенического анализа. Так, в работе [7] предлагается следующее подразделение основных тектонических элементов, по которым производится классификация структурно-металлогенических зон и связанных с ними месторождений: геосинклинали → орогены и области активизации → чехол платформ → зоны рифтов; в особую категорию рудоносных структур выделяются щиты и докембрийские основания подвижных щитов, рудоносные системы разломов.

В общем случае последовательное, точнее — последовательно-наложенное проявление геологических процессов (в том числе и рудных) в настоящее время считается ведущей формой их проявления. В то же время постепенно накапливающийся фак-

тический материал, прежде всего по особенностям геологического строения и типам рудных районов Тихоокеанского сегмента Земли, вступает в противоречие с вышесказанными представлениями. Стало практически очевидным, что многие процессы в земной коре в пределах разных ее тектонических элементов проявляются независимо друг от друга, одновременно или несколько смещенно во времени [15]. Именно здесь, в пределах этой огромной территории отчетливо выявляется одна из важнейших и характерных особенностей развития геологических процессов. Здесь одновременно формируются геосинклинальные прогибы разных типов, окраинно-континентальные вулканические пояса, области тектоно-магматической активизации, рифтовые зоны, структуры океанического ложа. Причем, в некоторых регионах эти структуры развиваются не только практически одновременно, но и будучи совмещенными в пространстве и, очевидно, связанными с процессами, происходящими в различных оболочках тектоносферы.

Одним из таких регионов является обширная область сочленения широтных структур Монголо-Охотского пояса с меридиональными структурами Пацифика, там где структуры Буреинского среднего массива, разделенные Монголо-Охотским швом, сближаются со структурами Становика и Джугджура. В этой зоне сочленения Тихоокеанских и Монголо-Охотских структур наблюдается практически одновременное формирование мезозойских (позднеюрских) геосинклинальных прогибов, структур тектоно-магматической активизации (юра и мел) в пределах Буреинского массива, Становика и Алданского щита и наложенных окраинно-континентальных поясов. Не исключено, что на дне Охотского моря и западной окраины Тихого океана в это время происходят подводные излияния и опускание отдельных блоков.

Известно, что и в некоторых других регионах и рудных провинциях сближенными во времени оказываются тектонические процессы, предопределяющие 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. Последние в свою очередь по времени образования соответствуют возникновению некоторых полей океанических базальтов [12].

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 магмати-

ческих 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 [12]. Об этом, в частности, свидетельствует и имеющийся фактический материал о близком возрасте наложенных вулканических поясов, связанного с ними оруденения и некоторых геосинклинальных прогибов [4]. Например, в северной части Сихотэ-Алинского вулканического пояса достаточно отчетливо устанавливается одновременное проявление вулканических образований с верхнемеловыми геосинклинальными комплексами [4]. На это указывает постепенный переход по латерали от терригенных образований к вулканитам, широкое развитие в основании пояса шаровых лав андезитов с прослоями кремнистых пород, что свидетельствует об излиянии магмы в водную среду, а также общий характер дислокаций геосинклинальных отложений в нижней части вулканического комплекса.

Сходные геологические явления устанавливаются и в других регионах. Так, например, в Корякии формирование молодых офиолитовых зон со сложным комплексом формаций, совпадает по возрасту с проявлением процессов тектоно-магматической активизации и частично образованием континентальных вулканитов [1, 2].

О ПАРАЛЛЕЛЬНОМ ХАРАКТЕРЕ ПРОЯВЛЕНИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В пределах Тихоокеанского сегмента Земли оказываются достаточно широко развитыми, так называемые, полиформационные рудные районы и месторождения, в пределах которых совместно проявляются минеральные ассоциации, характерные для рудных формаций (месторождений) разных стадий развития земной коры. Здесь оказываются пространственно совмещенными 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, типичные 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 место-

рождения. 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. В Приморье, например, на Щербаковском месторождении в образовании галенит-сфалеритовых тел вpletаются процессы формирования флюорит-слюдистых топазовых грейзенов (по Е. А. Радкевич), а в пределах Вознесенского рудного поля одновременно формируются кварц-касситеритовые, вольфрамит-касситеритовые, сульфидно-касситеритовые, полиметаллические, флюоритовые и другие месторождения.

Следует подчеркнуть, что факты одновременного проявления существенно различных рудных месторождений в пределах одного рудного поля или района давно привлекали внимание исследователей. Примером этому 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 образований грейзенового и кварцевого типов до полиметаллических и флюорит-баритовых жил.

В отечественной литературе, пожалуй, впервые с металлогенических позиций на случаи пространственного совмещения разных минеральных образований обратила внимание Н. В. Петровская. На примере некоторых рудных провинций (Енисейский край, Восточное Забайкалье), характеризующихся сложной металлогенией, она показала, что рудопроявления различных типов обнаруживают признаки не последовательного, а независимого, в известной мере параллельного развития во времени [6]. В Енисейском крае такое параллельное, независимое развитие имеют, будучи совмещенными в пространстве, золото-кварцевые жилы и пегматиты, а в Восточном Забайкалье золотое и молибденовое оруденение.

Позднее Р. М. Константинов [3] 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 возникают одновременно месторождения 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 отметил возможность одновременного формирования в пределах одного рудного поля золотых, молибденовых и вольфрамовых месторождений. Нами сходные явления отмечались ранее на

примере рудных районов Забайкалья и других областей тектоно-магматической активизации [11].

Анализ причин совмещения в пространстве и во времени в пределах Тихоокеанского сегмента Земли и других регионов месторождений различных рудных формаций позволяет высказать, вслед за Н. В. Петровской, Р. М. Константиновым и др., достаточно обоснованное предположение, что месторождения полиформационных рудных районов имеют разные источники рудного вещества, которые функционировали во времени параллельно (одновременно).

О ТРЕХ ПРИНЦИПИАЛЬНО РАЗЛИЧНЫХ ГРУППАХ (КЛАССАХ) РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ЛИТОСФЕРЕ

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. Рудные месторождения (формации), связанные с развитием геосинклинальных прогибов, которые закладываются на коре различного типа, ассоциируют, главным образом, с магматическими породами, имеющими коровое происхождение [8, 11]. Только для месторождений ранних стадий развития геосинклиналей (колчеданных, хромитовых) допускается их связь с подкоровыми магмами [8], хотя не исключено, что эти месторождения порождены магматическими очагами базальтового слоя. Для рудных формаций платформенных областей предполагаются [8, 11] мантийные источники (медно-никелевая сульфидная, алмазная формации) или резервуары базальтового слоя (карбонатитовая (?), апатито-магнетитовая формации). Рудные процессы, связанные с эволюцией геосинклинальных зон и платформ, проявляются независимо друг от друга, всегда изолированно в пространстве, но они могут совпадать по времени.

Гидротермальные месторождения, характерные для областей тектоно-магматической активизации, связаны с подкоровыми зонами [11]. Типичными для них являются флюоритовые месторождения, источниками фтора которых служат мантийные флогопиты [16]. Месторождения областей тектоно-магматической активизации формируются на платформах и в геосинклинально-складчатых зонах; в последних они выявляются более отчетливо среди консолидированных структур и «затушеваны» в разновозрастных 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 самостоя-

тельное 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 с предыдущими, но генетически не связана с ними и обусловлена развитием в земной коре горизонтальных перемещений крупных геологических масс¹. 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 тектонического нарушения. По-видимому, к этой группе относятся метаморфизованные месторождения гранулитового кварца. Здесь следует отметить интересные выводы А. В. Пейве [5], который считает, что в океанической и континентальной коре, особенно при тектоническом утонении последней в зоне раздела Мохоровичича, происходят мощные процессы гидротермальной переработки пород верхней мантии (серпентинизация, цеолитизация, родингитизация), которые имеют важное значение для понятия природы рудообразующих систем, возникающих при горизонтальном перемещении тектонических блоков.

Таким образом, на современной поверхности земной коры в пределах ее разных тектонических элементов на территории крупных регионов, реже локальных рудоносных площадей, фиксируются рудные процессы в виде определенных групп месторождений (рудных формаций), которые проявляются параллельно (одновременно), но генетически связаны с принципиально различными процессами, 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,

¹ По нашим представлениям горизонтальные перемещения крупных геологических масс — закономерное явление в развитии нашей планеты, обусловленные влиянием космогенных сил, в частности, многочисленными вращательными движениями, действующими в Солнечной системе и Галактике.

подкоровых зонах и, очевидно, связаны с существованием «рудных» неоднородностей в мантии, и в — месторождения, возникающие при перемещении крупных блоков верхних слоев литосферы. Иными словами, в настоящее время необходимо различать три самостоятельные группы (класса) месторождений: коровые, мантийные и «блоковые» (последний термин не очень удачный, но он все же отражает обстановку формирования месторождений). Генетическая природа рудных образований этих групп существенно различна, также как и закономерности их размещения в структурах земной коры. Формирование месторождений этих трех принципиально различных групп отражает три главных пути (направления) развития геологических процессов в литосфере: в ее верхней оболочке земной коры; в глубинных частях литосферы и в связи с влиянием на литосферу космогенных явлений, выражающихся в горизонтальном перемещении ее крупных блоков. В последнем случае, по нашему мнению, возникают только различные группы метаморфических по своей первичной природе рудных месторождений, а не вся гамма эндогенных рудных образований, которые по представлениям сторонников гипотезы (а не теории А. Ш.) тектоники плит образуются при подползании одной плиты под другую [9].

О ТРЕХ ГЕНЕРАЛЬНЫХ НАПРАВЛЕНИЯХ РАЗВИТИЯ РУДНЫХ ПРОЦЕССОВ В ЗЕМНОЙ КОРЕ И ЛИТОСФЕРЕ

Подразделение рудных месторождений на три указанные группы в свою очередь позволяет наметить в литосфере в развитии рудных процессов три генеральных пути (направления), три крупных закономерности, которые в совокупности отражают единство и сложность формирования рудных месторождений в верхней ее оболочке. Это, во-первых, последовательное, иногда унаследованное или полициклическое развитие рудных процессов, характерное для геосинклинально-складчатых областей и чехла платформ. В этих структурах рудные месторождения всегда развиваются направленно (последовательно), когда одни месторождения, связанные с определенными структурно-формационными зонами, закономерно сменяются другими. Эти процессы могут быть проиллюстрированы на примере геосинклинально-складчатых областей и связанных с ними месторождений, формирующихся на континентальной коре с мощным гранитным слоем. Возможны случаи, когда эти процессы или отдельные звенья их могут проявляться в эмбриональном развитии или быть редуцированными. Известны случаи, когда одни и те же месторождения и группы месторождений проявляются дважды, реже — трижды, т. е. полициклично, иногда с определенным смещением

в пространстве в пределах одних и тех же структурно-металлогенических зон, реже — в пределах одних и тех же площадей (Забайкалье, Урал, Казахстан).

Явления унаследованности проявляются чаще в развитии рудных осадочных процессов на платформах, когда возникают в осадочных комплексах чехла разных по разрезу сходные типы месторождений, формирующиеся в результате размыва и последующего перетолжения определенных рудоносных горизонтов (например, разновозрастные железорудные месторождения Западной Австралии).

Во-вторых, в формировании рудных месторождений в структурах земной коры отчетливо фиксируется параллельное (одновременное) проявление месторождений. Это устанавливается в тех случаях, когда в структурах земной коры одновременно образуются, прежде всего, коровые и мантийные месторождения и когда проявляются одновременно разные типы (группы) мантийных месторождений, связанные с функционированием различных подкоровых источников рудного вещества. Одновременно с ними могут возникать «блоковые» месторождения. В-третьих, для рудных процессов, происходящих в земной коре, характерны широко развитые явления наложения одних рудоносных структур на другие. Это особенно четко проявляется для мантийных рудных образований, которые всегда накладываются на структурно-металлогенические зоны коровых месторождений обычно по глубинным зонам разрывных нарушений или в связи со структурами областей тектоно-магматической активизации и рифтами, всегда контролируемые тектоническими зонами. Иными словами, развитие рудных процессов в структурах земной коры носит в целом сложный характер, в котором явления последовательного, параллельного (одновременного) и наложенного их развития тесно переплетаются друг с другом и определяют практически все разнообразие металлогенических особенностей (закономерностей) формирования рудных месторождений в земной коре.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ И ПРИКЛАДНОЕ ЗНАЧЕНИЕ РАССМОТРЕННЫХ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ

Изложенные выше положения имеют определенные металлогенические следствия и прикладное значение. Прежде всего это относится к возможности более широкого открытия в осадочных породах геосинклинально-складчатых областей различных месторождений осадочно-гидротермального генезиса. Это предопределяется проявлением мантийных месторождений в геосинклинальных прогибах в условиях водной среды геосинклинальных ванн. В связи с этим прогнозируется открытие новых

типов осадочно-гидротермальных вольфрамовых, молибденовых, оловянных, ртутных и других месторождений, аналоги которых известны за рубежом. Как следствие представлений о параллельном (одновременном) проявлении рудных процессов является вывод и о возможности совместного проявления коровых и мантийных месторождений на завершающих этапах развития геосинклинально-складчатых зон; например, одновременно (или без большого разрыва во времени) с высокотемпературным оловянно-вольфрамовыми месторождениями корового типа в некоторых регионах формируются сульфидно-касситеритовые месторождения, причем установить значительно более молодой возраст последнего часто не удастся. Примером таких регионов является Забайкалье, где на фоне стандартных коровых оловянно-вольфрамовых месторождений проявляются почти одновременно месторождения сульфидно-касситеритовой и сульфидно-вольфрамитовой формаций (месторождения Шерловогорское, Ингодинское, Букукинское, Белухинское и др.). В особенности это характерно для вольфрамитовых месторождений, обогащенных сульфидами, которые в Восточном Забайкалье локализуются в пределах известного оловянно-вольфрамового пояса, образованного коровыми месторождениями олова и вольфрама, но по особенностям локализации и характеру оруденения резко отличаются от них и имеют многие черты сходства с сульфидно-вольфрамитовыми месторождениями Джидинского района (Западное Забайкалье).

Одновременное (или почти одновременное) проявление в геосинклинальных зонах коровых и мантийных месторождений, сходных по набору главных рудных минералов, но различных по генетическим особенностям и масштабам, требует отнесения каждого месторождения уже на первых стадиях оценочных работ к определенным формациям и классам месторождений. Для этого возможно использовать признаки месторождений, которые являются одновременно и диагностическими при отнесении месторождений к различным формациям с учетом задач региональных металлогенических исследований. Эти вопросы были рассмотрены нами ранее [11]. Изучение закономерностей размещения рудных месторождений в структурах земной коры в связи с процессами, происходящими в мантии требует познания причин формирования в земной коре крупных и уникально-крупных рудных месторождений, что является одной из главных задач прикладной рудной геологии.

Известно, что геохимические неоднородности в мантии контрастны и специализированы на рудные компоненты [2]. Можно предполагать, что при соответствующих условиях эти геохимические неоднородности трансформируются и служат источниками для богатых рудными компонентами флюидов и гидротермальных растворов, вплоть до образования рудных магм (?)

(хромитовых, медно-никелевых, свинцово-цинковых). Поэтому, в настоящее время одним из важнейших вопросов рудной геологии является установление источников рудного вещества путем применения новейших методов геохимических исследований. Металлогенические следствия этой проблемы должны быть значительными, так как они могут стать действительно прочной основой для научного подхода к прогнозу размещения крупных и уникальных рудных месторождений.

Практические аспекты изложенных выше представлений не исчерпываются перечисленными вопросами, они затрагивают круг проблем, связанных с методикой составления объемных прогнозных и металлогенических карт, более широком проведении целенаправленных геофизических и геохимических исследований с целью познания глубинного строения, прежде всего эталонных рудных районов; разработкой новых методов и приемов изучения строения и состава подкоровых зон литосферы и др. В настоящее время необходима более тесная творческая кооперация исследований разных направлений геологических знаний для выявления новых закономерностей размещения рудных месторождений в структурах земной коры в зависимости от глубинного строения литосферы. Наступило время для составления новой серии металлогенических и прогнозных карт масштаба 1 : 500 000 для важнейших горно-промышленных провинций и районов страны. Это должно быть не повторение законченных более 20 лет тому назад работ по составлению металлогенических карт крупных регионов, а принципиально иная работа на новом уровне современных знаний. Несмотря на крупные затраты, необходимые для осуществления этих работ, они несомненно принесут результаты в виде новых рудных провинций и месторождений. Подход к анализу закономерностей размещения рудных месторождений с позиций изложенных представлений и их прогноз в структурах земной коры, открывает новые возможности для более правильной и полной оценки перспектив рудодносных территорий, выявления новых типов месторождений и определения их возможных масштабов. Кроме того, эти представления, отражая сложные взаимоотношения рудных процессов в земной коре, позволяют более объективно подходить к оценке масштабов конкретных рудных объектов и придают прогнозу размещения рудных месторождений в структурах земной коры более творческий, нестандартный характер.

КРАТКИЕ ВЫВОДЫ

Из изложенного выше следует, что по современным данным в структурах земной коры следует выделять три группы (класса) рудных образований (месторождений), формирующихся в связи с принципиально различными геологическими процессами.

Эти группы месторождений и закономерности их формирования и размещения отражают три главных направления развития геологических событий в литосфере. Первая группа месторождений связана непосредственно с эволюцией структур земной коры (коровые месторождения); вторая группа обусловлена развитием глубинных, подкоровых частей литосферы (мантийные месторождения); третья группа связана с горизонтальным перемещением крупных геологических масс (блоков) литосферы, прежде всего, земной коры под влиянием космогенных сил («блоковые» месторождения). Указанные месторождения могут формироваться в структурах земной коры одновременно (параллельно) в пределах одних и тех же рудоносных площадей. В целом развитие рудных процессов в земной коре имеет сложный характер и представляет сочетание последовательного, параллельного (одновременного) и наложенного проявления рудных месторождений в структурах верхней оболочки Земли. Эти пути развития рудных процессов тесно переплетаются между собой в пространстве и во времени, обуславливая разнообразие и специфику металлогенических особенностей конкретных регионов. Изложенные выше особенности проявления рудных процессов, их генеральные пути развития в литосфере имеют прикладное значение.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вулканические пояса Востока Азии. Ред. А. Д. Щеглов. — М., Наука, 1984.
2. Зимин С. С., Грановский А. Г., Юсим Э. И. Парагенезисы офиолитов, палеомантия и металлогения. — М., Наука, 1983.
3. Константинов Р. М. Основы формационного анализа гидротермальных рудных месторождений. — М., Наука, 1973.
4. Лойтер П. П., Синюков В. И. Типы структурных взаимоотношений Сихотэ-Алинского вулканического пояса и складчатого обрамления. — В кн.: Глобальные палеовулканические реконструкции и тектоника. — Хабаровск, 1979.
5. Пейве А. В. Геология раздела Мохоровичича. — В кн.: Проблемы тектоники земной коры. — М., Наука, 1981.
6. Петровская Н. В. О некоторых случаях пространственного совмещения разнотипных эндогенных минеральных образований. Зап. Всесоюзного минералог. общ-ва, 1956, № 3.
7. Рудоносность и геологические формации структур земной коры. Ред. Д. В. Рундквист. — Л., Недра, 1981.
8. Смирнов В. И. Металлогения и источники рудообразующих веществ. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. IX, — М., Наука, 1976.
9. Твалчредидзе Г. А. Мобилизм или классическая геотектоника. — М., ВИНТИ, 1979.

10. Чиков Б. М. Стадийность формирования и основные типы структурных элементов земной коры континентов. — Геол. и геофиз., 1981, № 8.
11. Щеглов А. Д. Основы металлогенического анализа. — М., Недра, 1980
12. Щеглов А. Д. Флюоритонносые вулканические пояса Тихоокеанского сегмента Земли. — Докл. АН СССР, 263, № 6.
13. Щеглов А. Д. О параллельном проявлении рудных процессов в земной коре. — Докл. АН СССР, 1982, 267, № 1.
14. Щеглов А. Д. Нелинейная металлогения. — Докл. АН СССР, 1983, 271, № 6.
15. Яншин А. Л., Шлезингер А. Е. Соотношение основных тектонических структур земной коры. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1981, № 1.
16. Aoki K., Ishiwaka K., Kanisawa S. Fluorine Geochemistry of basaltic rocks from continental and oceanic regions and petrogenetic application.—contr. Mineral. Petrol., 1981, vol 76.

ДВА ТИПА ЗОНАЛЬНОСТИ И ДВЕ ГЕНЕТИЧЕСКИЕ
МОДЕЛИ КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Предложенное Г. Твалчрелидзе [15] разделение колчеданных месторождений по типам рудных провинций на две группы: 1) вулканогенную и 2) терригенную (сланцевую), включая карбонатно-терригенную, находит подтверждение во многих тонких структурных, минеральных, геохимических и других признаках. В настоящей работе доказывается различие этих двух групп по внутренней структуре и механизму накопления рудных залежей.

Колчеданные месторождения включают сульфидные месторождения меди, цинка и свинца. Сульфиды железа и, в отдельных случаях, барит образуют минеральную основу руд. Окислы железа и марганца играют примесную роль. Если не брать во внимание морфологически комбинированные многомодульные рудные залежи и примесные разновидности руд их контактных обрамлений, то внутренняя структура колчеданных залежей подчинена двум принципиальным схемам зональности: вертикальной и латеральной. Схемы являются выражением двойственной природы колчеданных месторождений и могут служить основой их разделения на два генетических класса. Примером крайне достигнутой дифференцированности рудных тел с вертикальной зональностью являются месторождения типа Куроко (рис. 1), латеральной — Жайремского (рис. 2). На их основе рассматриваются структура зональности и генетические модели месторождений.

ВЕРТИКАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Полный тип этой зональности представлен колонкой, в которой снизу вверх чередуются пиритизированные метасоматиты, серно-, медно- и свинцово-цинково-колчеданные руды (рис. 1). Ниже приводятся данные, характеризующие структурные и генетические особенности вертикально зональных рудных залежей.

Размах сульфидного оруденения в разрезе рудных тел узок (от нескольких до первых сотен метров) по сравнению с расстоянием от источника рудоносных растворов. Порядок располо-

жения рудных зон и степень дифференцированности не зависят от литологических разновидностей вмещающей среды. Последняя представлена лавовыми, субвулканическими, пирокласто-осадочными и осадочными комплексами. Локальные рудоконтролирующие формы палеорельефа определяются как депрессии в бассейнах, с отчетливо выраженным сопутствующим колчедан-ным рудам окисно-железистым и марганцевым сингенетичным оруденением. Это свидетельствует об отложении колчеданных руд в донной части водных бассейнов с высоким кислородным насыщением.

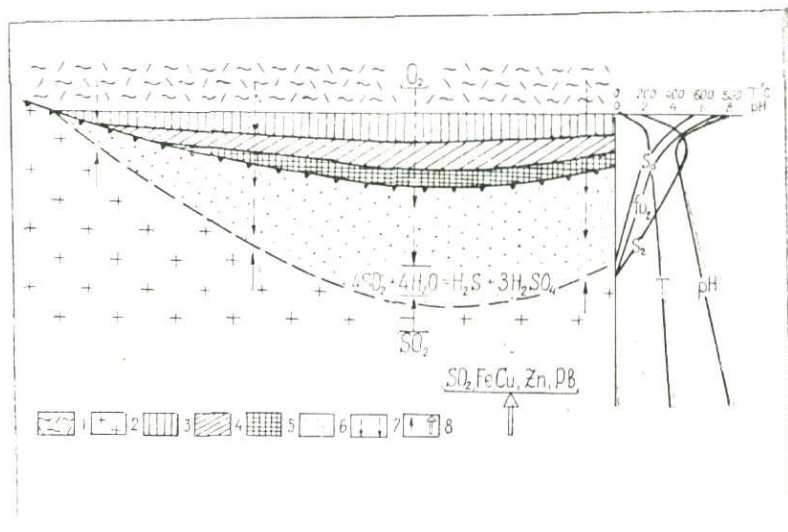


Рис. 1. Структура и генетическая модель вертикально зональной колчедан-ной залежи курковского типа 1, 2 — неизменные породы кровли и почвы залежи; 3, 4, 5, 6 — свинцово-цинковые, медно-, серно- и силикатно-колчеданные руды соответственно; 7 — нисходящий экзогенный кислородо-насыщенный, и 8 — восходящий рудоносный поток. На графике показаны пределы изменения pH и температуры минералообразования (tr), ус-ловно изменение концентраций сульфидной (S_r), сульфатной (S_s) серы и кислорода (iO_2).

Стратиформно-пластинная минерально-вещественная диффе-ренциация руд в разрезе и асимметричное расположение их ге-нетических типов — метасоматических внизу и гидротермально-осадочных вверху, определяет рудные залежи в основном как диплогенные [11, 7]. Количественные соотношения гидротермально-осадочных и гидротермально-метасоматических типов руд

варьируют в ту или иную сторону и широких пределах. Гидротермально-осадочный тип характеризуется высоким отношением сульфидов к литогенным минералам (обычно от 1 до 10). Степень выщелачивания литогенных компонентов и зависящее от этого количество осажденных сульфидов, главным образом пирита, в метасоматической части разреза нарастает снизу вверх.

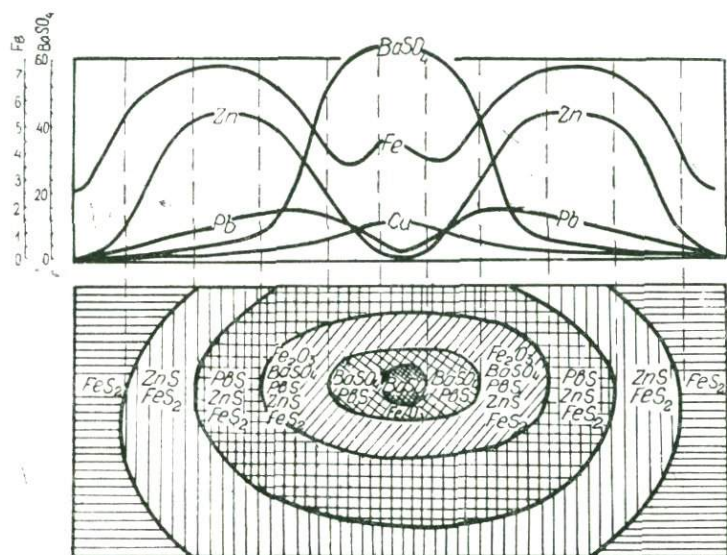


Рис. 2. Схема латеральной зональности рудной залежи жайремского типа. Рудно-минеральный состав зон отображен на горизонтальной проекции залежи. Содержания компонентов в разрезе залежи показаны для $BaSO_4$ и Fe в %%, для Cu, Pb и Zn в услов. единицах.

Вертикальная зональность относится к фациальному типу зональности по В. Смирнову [12]. Она удовлетворительно объясняется гипотезой осаждения руд при фронтальной разгрузке гидротермальных растворов в экзогенных бассейнах. При этом проекции пиритных метасоматитов лежащего бока рудных тел оконтуривают области разгрузки. Рядом работ [10] доказан конвергентный характер колчеданных руд. В поперечном разрезе рудных залежей ассоциируются изоструктурные агрегаты, выделившиеся при различных P—T—условиях. Измерения температуры в сульфидах устанавливают пределы от 40 до 350° [12, 17, 4]. Тем самым доказывается, что колебания температуры не являются исключительным фактором при колчеданном рудообразовании, хотя он может влиять опосредственно [17, 20, 21].

Директивной причиной вертикальной дифференциации и сульфидоотложения в целом в рассматриваемом типе колчеданных месторождений следует считать возникновение зоны интенсивных химических реакций при фронтальном смешивании концентрированных гидротермальных растворов и экзогенных водных систем. Реакция активизируется вследствие высокого окислительного потенциала экзогенных вод. Сульфидный профиль рудообразования в этой обстановке, характеризующий отложением больших масс дисульфида железа, ставит вопрос о природе сульфид-иона. Данные Г. Холланда и С. Малинина [18], Ю. Столярова [14], В. Барсукова, С. Григоряна, Л. Овчинникова [1] свидетельствуют, что главной, если не единственной, формой существования серы в эндогенных гидротермальных системах при их генерации является SO_2 . Соответственно, при разработке генетической модели колчеданных месторождений нужно исходить из первичного состояния серы в рудоносном растворе в форме SO_2 .

Согласно Г. Холланду, при охлаждении гидротермальных растворов осуществляется реакция: $4\text{SO}_2 + 4\text{H}_2\text{O} = \text{H}_2\text{S} + 3\text{H}_2\text{SO}_4$. В ходе ее устанавливается определенное соотношение полярных по степени окисления форм серы: S^{6+} (So) и S^{2-} (Sr). Одно из подтверждений реальности образования восстановленных форм серы отмеченным путем следует также из термоди-

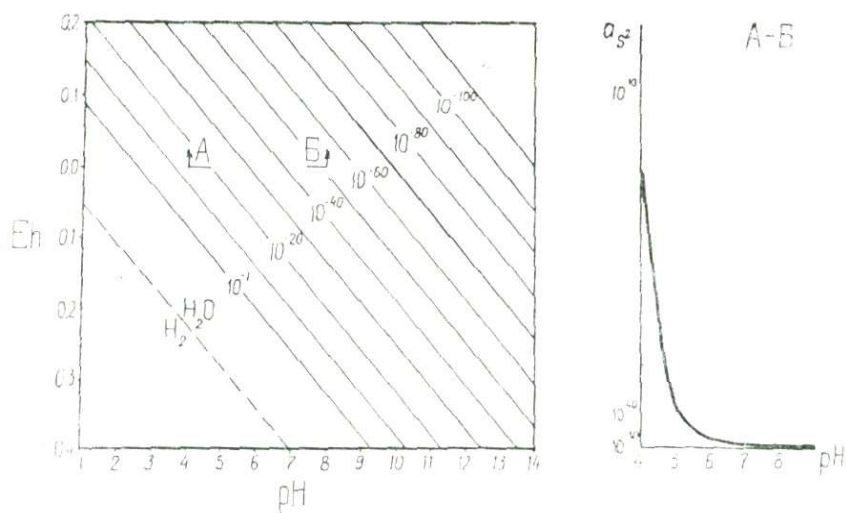


Рис. 3. Изменение концентрации S^{2-} в зависимости от pH и Eh водного раствора ($t = 25^\circ\text{C}$, $p = 1$ атм., $\text{S}^{2-} + \text{SO}_4^{2-} = 0,1$ м). График справа — разрез Eh—pH диаграммы по линии АБ

намического анализа соотношений S^{2-}/SO_4^{2-} [7]. На Eh — pH — диаграмме состояния серы на любом изопотенциальном уровне с ростом кислотности водного раствора прогрессивно растет отношение S^{2-}/SO_4^{2-} (рис. 3). Рост кислотности в зоне разгрузки колчеданообразующей гидротермальной системы связан с взаимодействием этой системы с кислородонасыщенными поверхностными водами. Возможные геохимические параметры в зоне реакции показаны на рис. 4.

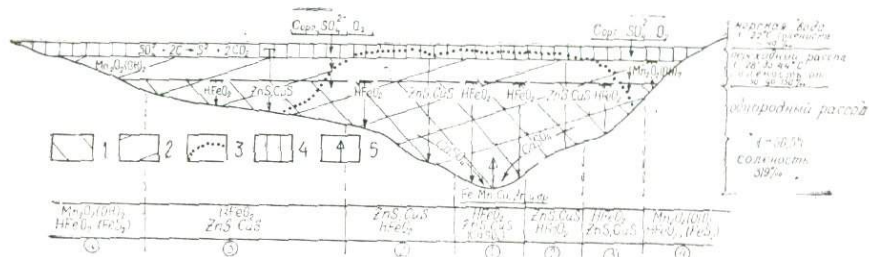


Рис. 4. Модель осаждения рудных илов во впадине Атлантик II 1,2 — зоны рассола с максимальным содержанием: 1 — железа (свыше 87 млн. -1), 2 — марганца (свыше 77 млн. -1), 3 — верхняя граница рассола с содержанием цинка более 7 млн. -1 , 4 — зона биогенной редукции сульфата, 5 — место выхода рассола в троговой части впадины, 6 — уровни образования сульфидов цинка и меди, окислов железа и марганца. 1—4 (в кружках) — распределение типов рудных накоплений на дне впадины: 1 — железо-медноцинковый, 2 — богатый медно-цинковый, 3 — бедный медно-цинковый, 4 — железо-марганцевый, в скобках — примесные минералы (пирит и ангидрит)

Разрез зоны смещения, являющейся зоной рудообразования или «рабочей» зоной по Г. Л. Поспелову [6], включает три последовательно чередующиеся обстановки рудоотложения и соответствующие им типы оруденения. 1. Метасоматические пиритно-силикатные слабомедистые руды; их образование связано с отмеченным ростом отношения Sr/So и выщелачиванием пород почвы. Общей причиной того и другого является увеличение кислотности. Если процесс протекает по модели типа «рециклинга», форма и мощность зоны метасоматитов варьирует (рис. 5). 2. Слабо или недифференцированные сплошные медно- и серноколчеданные руды; они отлагаются в зоне максимальной кислотности при относительном избытке Sr . 3. Дифференцированные высокомедистые и полиметаллические руды формируются в верхней зоне разреза в условиях дефицита Sr . Высокие концентрации Cu , Zn , Pb в рудах достигаются вследствие большого сред-

ства этих металлов с серой по сравнению с энергией сродства железа и серы.

Морфологические и мощностные параметры рудных залежей определяются рядом факторов, начиная с рельефа депрессии и динамики ее развития, и кончая энергетикой и морфологией потока гидротермальных растворов. В качестве морфоопределяющего фактора следует выделить структуру рудоподводя-

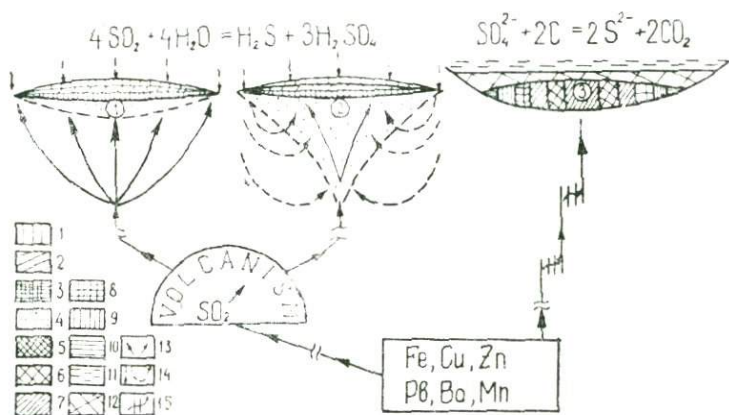


Рис. 5. Генетические соотношения и зональность колчеданных месторождений Курокского (1 — восходящий поток, 2 — рециклинговый поток) и Жайремского (3) типов: 1 — полиметаллические; 2 — медно-, 3 — серно-, 4 — силикатно-колчеданные руды; 5 — баритовые, 6 — барит-галенитовые, 7 — барит-галенит-сфалеритовые, 8 — галенит-сфалеритовые, 9 — сфалеритовые, 10 — пиритовые руды, 11 — морская- среда, 12 — гидротермальный рассол, 13 — потоки эндогенного, рудоносного раствора, 14 — направление потоков экзогенных кислородонасыщенных растворов, 15 — зоны замедления тока эндогенных растворов

щих каналов. На схеме (рис. 5) показаны два крайних структурных варианта простых рудных залежей (1 и 2). Трактовка второго варианта предполагает возможность прогиба фронта смешения гидротермального потока с поверхностными окисленными водами на значительную глубину, что связывается со скоростью гидротермального потока и формой его сечения. Смешение носит рециклинговый характер, из-за чего мощность зоны пиритизированных метасоматитов может возрастать, а сама зона меняет форму от пологой согласной линзовидной в первом варианте до секущей воронкообразной во втором. Вариации формы пирити-

зированных метасоматитов иногда наблюдаются в различных рудных телах в пределах одного рудного поля и даже в одной многомодульной рудной залежи.

ЛАТЕРАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Латеральная зональность хорошо выражена в месторождениях Жайремского типа, залегающих в углеродистых кремнисто-глинисто-известковых флишеидных толщах. В данном случае вертикальные колонки — проколы рудных залежей однородны. На горизонтальной проекции концентрически чередуются рудные зоны (от центра наружу): кремнисто-баритовая, барит-галенитовая, галенит-сфалеритовая, сфалеритовая (рис. 2). Рудные залежи и руды характеризуются следующими признаками: 1. Высокое отношение нерудные/рудные минералы, последовательно увеличивающееся от центра к периферии рудных залежей. При этом разрез послойно тонко дифференцирован. Рудные прослои обладают, как правило, высокой концентрацией металлов. 2. Отсутствие или вырожденный характер гидротермально-метасоматической маркировки зон питания в лежащем боку залежей. 3. Конкурирующий сульфидно-окисный набор железорудных минералов. Отмечается направленное от центра к периферии нарастание сульфидности руд, что проявляется, либо в увеличении пирита в том же направлении, либо в замещении окисных форм железа сульфидными. Центральная зона представляет собой область концентрации сульфата бария, в отдельных случаях ангидрита и гетита. Медь, свинец и цинк представлены только сульфидами. 4. Латеральная зональность относится к фацциальному типу, на что указывает отсутствие случаев пересечения рудных образований внутренних зон образованиями внешних зон и, наоборот, а также универсальная последовательность размещения зон внутри рудных залежей [8].

Хотя общая природа месторождений Жайремского типа гидротермально-осадочная, соотношения рудных минералов в рудах определяются диагенетическими преобразованиями, включающими раскристаллизацию и локальную регенерацию первичного рудного осадка. К самой ранней форме относится фрамбоидальный пирит. Другие рудные минералы (сфалерит, галенит, барит) представляют собой продукты поздней кристаллизации в последовательности: барит, сфалерит, галенит. Вследствие первичного осаждения железа в виде окислов, а меди, свинца и цинка в сульфидной форме, для соотношений пирита и сульфидов цветных металлов в разрезе рудных залежей характерна тенденция к обособлению в виде самостоятельных тонких слоев.

Первичные рудные осадки образовались в условиях дефицита сульфидной серы. При этом обеспечивалось осаждение суль-

фидов только цветных металлов. Господствующей формой осаждения железа является окисная. Пиритизация же осадков происходила в тонкослоистых ритмах в диагенетическую стадию и заключалась в конвертировании гетита в дисульфид. Мощные железо-окисные слои не подвергались пиритизации.

Нормальное слоистое чередование углеродисто-глинисто-кремнисто-карбонатных осадков, сульфидных и окисных руд ограничивает круг генетических моделей для Жайремских месторождений моделями типа осаждения из гидротермальных бассейнов на дне моря. Характерной формой пирита в рудах является фрамбондальная. Как показали исследования Т. К. Берберяна [2], Н. С. Скрипченко [8], эта форма раннедиагенетическая, связанная с биогенной редукцией сульфата. Рудоотложение в целом в месторождениях Жайремского типа происходило при активной роли биогенной редукции сульфата.

Структурно-минералогические и генетические признаки находят объяснение в генетической модели, предложенной для рудных осадков впадины Атлантик II Красного моря [19]. Согласно модели (рис. 4) генерация сульфидов цветных металлов имеет место в зоне контакта донного гидротермального рассольного озера и кислородосодержащей морской воды. По Дж. Бишоффу [3] в этой зоне отмечается биогенная редукция сульфата. Зона функционирует как фильтр, препятствующий рассеиванию металлов с высоким сродством к сере и, именно, меди, цинка и свинца. Осадителем железа является кислород, бария-сульфат. Другие элементы, в частности марганец, рассеиваются. Распределение цветных металлов по латерали определяются различием сродства к сере, и по этому показателю от центра к периферии должна быть последовательность: медь, свинец, цинк. В полиметаллических месторождениях Жайремского типа зона накопления цинка смещена к периферии относительно зоны свинца и барита с примесью сульфидов меди внутри рудных тел (рис. 2).

Образованию дисульфида железа при диагенетическом конвертировании осадочных окисных соединений железа способствуют два фактора — ритмично-прерывистое тонкослойное накопление руд и углеродистого флишона и относительно высокая концентрация органического вещества в последнем. Тенденция к размещению пирита во внешних зонах рудных залежей объясняется возможностью именно здесь биогенной редукции сульфата в рудноилловых осадках. На площади внутренних рудных зон условия для редукции сульфата в илах были в целом неблагоприятными вследствие высокой температуры и химической агрессивности гидротермального озера. Литогенная составная часть руд внутренней зоны в Жайремских месторождениях представлена в основном кремнеземом.

Заключение

Два генетических класса колчеданных месторождений соответственно с вертикальным и горизонтальным типами зональности имеют тождественный минерально-вещественный состав. Продуктивно основной гидротермально-осадочный период их образования описывается двумя моделями: кислородно-кислотной и углеродисто-редукционной. Геологически условия образования обеих групп различны. Вертикально-зональная группа приурочена к срединной и заключительной стадиям базальтовой вулканической активности, а также развита в мощных углеродисто-аргиллитовых формациях сланцевых геосинклиналей по Г. А. Твалчрелидзе [16]. Ассоциированность колчеданных групп с породами, формирующимися в условиях большой скорости накопления и высокое отношение в рудных залежах рудный/нерудный материал позволяют связывать данную группу месторождений с высококонцентрированными гидротермальными флюидами [7, 19]. Латерально-зональная группа месторождений формируется в условиях низкой скорости, как седиментогенеза, так и рудоотложения. В итоге накапливаются рудолитогенные ритмичные залежи, в которых, однако, концентрация цветных металлов высокая. Для этих месторождений не характерен активный синрудный магматизм. Источники серы для колчеданных месторождений различны. В месторождениях первой группы сера привносится самими растворами, второй — она заимствуется из морской воды.

В итоговой генетической схеме обеих групп колчеданных месторождений (рис. 5) предполагается общность источника металлов, характерных для колчеданообразования, но различная модель доставки их в зону рудоотложения. В одном случае вскрытие источника происходит в обстановке активного вулканизма, в другом связано с развитием глубинных разрывных структур земной коры. Соответственно, в месторождениях первой группы в качестве источника серы можно предполагать магматическую двуокись серы. В условиях активного вулканизма интенсифицируется также движение концентрированных рудоносных флюидов. При вскрытии источника трещинными структурами проход рудоносных флюидов через толщу пород будет менее интенсивным, вследствие чего накопление руд будет зависеть от динамики осадочного литогенного процесса.

ЛИТЕРАТУРА

1. Барсуков В. Л., Григорян С. В., Овчинников Л. Н. Геохимические методы поисков рудных месторождений. — М., Недра, 1981.
2. Берберьян Т. К. Икосаэдр — геометрическая модель упорядоченных фрамбоидов пирита. — Докл. ДАН СССР, 1981, 258, № 2.

3. Бишофф Дж. Осадки гидротермальных рассолов Красного моря (минералогия, химизм и генезис). — В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение. — М., Мир, 1974.
4. Богуш И. А., Труфанов В. Н. Температурный режим и зональность рудообразования полигенных колчеданных залежей (Северный Кавказ). — Геология рудных месторождений, 1983, № 4.
5. Буадзе В. И., Кавиладзе М. Ш. Изотопы серы и вопросы генезиса колчеданных месторождений Урупского района (Северный Кавказ). — Геология рудных месторождений, 1977, № 4.
6. Поспелов Г. Л., Парадоксы, геолого-физическая сущность и механизмы метасоматоза. — Новосибирск, Наука, 1973.
7. Скрипченко Н. С. Вулканогенно-осадочное рудообразование. — М., Недра, 1966.
8. Скрипченко Н. С. Гидротермально-осадочные полиметаллические руды известково-сланцевых формаций. — М., Недра, 1980.
9. Скрипченко Н. С. Осаждение и дифференциация рудных илов впадины Атлантик II Красного моря. — Геология рудных месторождений, 1983, № 1.
10. Смирнов В. И. Конвергентность колчеданных месторождений. — Вестник МГУ, сер. 4 «геология», 1960, № 2.
11. Смирнов В. И. Колчеданные месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. — М., Недра, 1968.
12. Смирнов В. И., Бородаев Ю. С., Старостин В. И. Колчеданные руды и месторождения Японии. — Геология рудных месторождений, 1968, № 1.
13. Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. — М., Недра, 1982.
14. Столяров Ю. М. Гипогенная сульфид-сульфатная зональность медно-порфировых месторождений. — Геология рудных месторождений, 1980, № 3.
15. Твалчрелидзе Г. А. О двух типах колчеданных месторождений. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. — М., Наука, 1977, т. 12.
16. Твалчрелидзе Г. А. Металлогения двух основных типов развития земной коры. — Геология рудных месторождений, 1982, № 2.
17. Твалчрелидзе А. Г., Ярошевич В. З. Генезис стратиформных колчеданных месторождений. М., Недра, 1981.
18. Холланд Г. Д., Малинин С. Д. Растворимость и распространение нерудных минералов. — В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. — М., Мир, 1982.
19. Henley R. W., Thornley P. Some geothermal aspect of polymetallic massive sulfide formation. — Econ. Geol., 1973, v 74.
20. Large R. R. Chemical evolution and zoning of massive sulfide deposits in volcanic terrains. — Econ. Geol., 1977, v. 72.
21. Large R. R., Both R. A. The volcanogenic sulfide ores at Mount Chalmers Eastern Queensland. — Econ. Geol., 1980, v. 75.

НОВЫЕ ПЕРСПЕКТИВНЫЕ ТИПЫ ПЛАТИНОМЕТАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ

В работах Г. А. Твалчрелидзе, наряду с широким аспектом проблем металлогенического анализа, рассматриваются также вопросы, касающиеся эволюции отдельных рудных провинций, полей и месторождений. Среди месторождений, в изучении которых за последние годы достигнуты значительные успехи, следует выделить месторождения платиновых руд. Оживление интереса к металлам платиновой группы (МПГ) платине, палладию, родию, осмию, иридию, рутению связано с интенсивным их использованием во многих отраслях народного хозяйства. Возрастающий спрос народного хозяйства на эти уникальные по своим свойствам металлы вызывает необходимость эффективных поисков новых месторождений. Для решения этой важной проблемы требуется не только всесторонняя оценка известных в стране проявлений МПГ, но и прогнозирование новых рудных объектов, в том числе новых типов месторождений*, из которых наиболее перспективными являются собственно платинометалльные месторождения богатых руд.

Основным сырьевым источником МПГ в нашей стране служат месторождения сульфидных медно-никелевых руд Норильского и Карело-Кольского регионов, в которых платиноиды являются сопутствующими компонентами. В небольшом количестве платиноиды попутно добываются также из некоторых других месторождений — титаномagnetитовых, золото- и меднорудных, кобальт-арсенидных, полиметаллических. Несмотря на обнаружение в нашей стране ряда новых проявлений МПГ в щелочно-ультраосновных хромитовых интрузиях Якутии (Инагли, Кондер), базит-гипербазитовых сульфидоносных интрузиях рай-

* Под новыми типами месторождений в данном случае понимаются новые по минеральному составу, генетическим особенностям, возрасту, условиям залегания, технико-экономическим показателям месторождения, не известные ранее или не установленные в нашей стране, но выявленные в последнее время за рубежом.

она трассы БАМ (Чиней, Довырен), платиноиды в них также выступают в качестве примесных компонентов.

Вместе с тем, из мировой практики добычи МПГ известно, что среди промышленных месторождений выделяются не только платиносодержащие, но и собственно платинметалльные месторождения, в которых платиноиды выступают в качестве главных полезных металлов. Такими месторождениями являются месторождения ЮАР, связанные с гигантским Бушвелдским

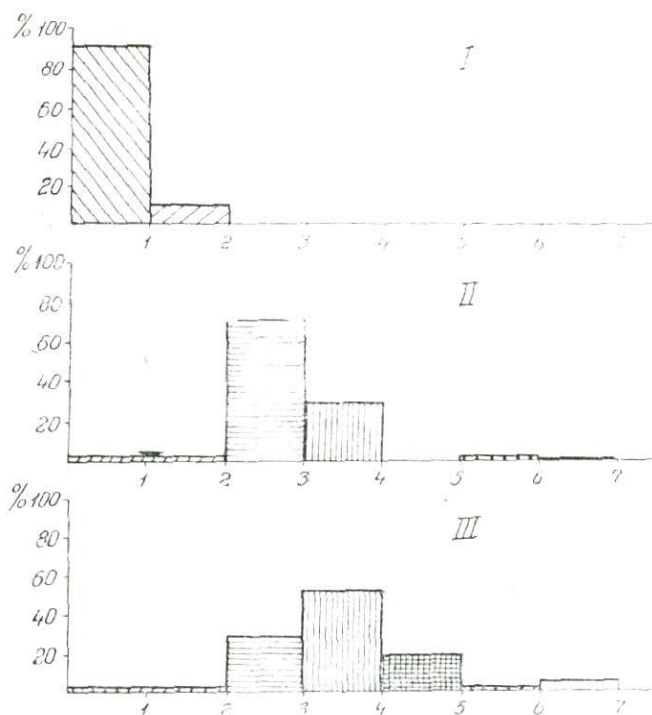


Рис. 1. Эксплуатируемые и перспективные сырьевые источники платиновых металлов

I — эксплуатируемые ранее (до нач. 20 века), II — эксплуатируемые в настоящее время, III — перспективные.

Рудные формации:

1 — платинметалльные россыпи, 2 — платино-хромитовая, 3 — сульфидная медно-никелевая платиносодержащая, 4 — собственно платинметалльная расслоенных интрузий, 5 — собственно платинметалльная черносланцевая, 6 — титан-железородная платиносодержащая, 7 — прочие платиносодержащие.

дополитом, а до сравнительно недавнего времени главная роль, как у нас в стране, так и за рубежом, принадлежала собственно платинометальным россыпным месторождениям, которые лишь в небольшом объеме сохранили свою экономическую значимость (рис. 1).

В последнее время за рубежом выявлены новые типы платинометального оруденения, обладающие высоким промышленным потенциалом:

1) собственно платинометальные эндогенные месторождения стиллуотерского типа (США, штат Монтана), связанные с: а) малосульфидным горизонтом расслоенной докембрийской интрузии Стиллуотер и б) секущими ее высокоуглеродистыми платиноносными трубами;

2) осадочные рудопроявления платиновых металлов и золота стратиформного типа (ПНР, Нижняя Силезия) в пермских отложениях черносланцевой формации платформенного чехла;

3) платинометальное оруденение коматинитового типа, ассоциирующее с вулканогенными сериями зеленокаменных поясов докембрия.

Эти открытия являются наглядным свидетельством того, что фонд новых типов месторождений МПГ еще далеко не исчерпан, и в их выявлении на территории СССР заключен значительный резерв для расширения сырьевых ресурсов платиновых руд. В этой связи становится очевидной необходимость обобщения опубликованных зарубежных данных по новым типам платинометального оруденения и установления наиболее характерных критериев их прогнозирования и поисков.

РОДИЙ-ПЛАТИНО-ПАЛЛАДИЕВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ РАССЛОЕННЫХ ИНТРУЗИЙ СТИЛЛУОТЕРСКОГО ТИПА

Обнаружение богатого платинометального оруденения интрузии Стиллуотер в 1973 году вывело США по прогнозным запасам МПГ на второе место в капиталистическом мире (вслед за ЮАР). Высокие концентрации металлов платиновой группы (особенно редкого дорогостоящего металла родия) при значительном объеме комплексных руд, содержащих помимо МПГ в качестве побочных продуктов также золото, серебро, висмут, теллур, никель, медь, кобальт и некоторые другие ценные компоненты, позволяют рассматривать месторождения данного типа исключительно важными объектами для поисков. В отличие от известных ранее платиноносных расслоенных интрузий докембрия (Бушвельд, Великая Дайка), Стиллуотер значительно меньше по размерам (почти в 300 раз меньше Бушвельда и в 20 раз меньше Великой Дайки) и при незначительном количе-

стве в рудной зоне сульфидов (второе ниже, чем в Бушвельде или Великой Дайке) характеризуется более высокой концентрацией платиновых металлов (в два-три раза превышающей среднее содержание этих металлов в рифе Меренского), среди МПГ преобладает палладий (в отличие от придий-рутений-платинового состава в Бушвельде). Все вышесказанное позволяет выделить платинометальное оруденение интрузии Стиллаутер в самостоятельный тип и использовать его в качестве эталонного объекта для сравнительного анализа при поисковых работах в перспективных районах нашей страны. Локализация платинометального оруденения в той мафитовой малосульфидной части разреза расслоенных интрузий, которая не опробовалась у нас ранее на этот тип руд, определяет пути дальнейшего изучения платиноносности расслоенных интрузий.

Новое промышленное оруденение интрузии Стиллаутер сосредоточено в двухметровом горизонте — так называемом Хау-ланд рифе*, который прослежен на протяжении почти всей интрузии, вытянутой на 48 км (при ширине 1—7 км и мощности 6000 м). Сложная геологическая обстановка, пересеченный рельеф, слабая обнаженность долгие годы затрудняли изучение района, и только детальное картирование 60—70-х годов позволило выявить строение и состав данной интрузии.

Интрузия Стиллаутер расположена в краевой части Северо-Американской платформы, в области ее западного сочленения со складчатой системы Кордильер, на северо-восточной окраине хр. Бэртут (рис. 2). Формировалась интрузия в крупной межблоковой структурной зоне, которая глубинными геофизическими методами прослежена в настоящее время на север, вплоть до Верхнеозерной провинции Канадского щита. Внедренные интрузии связывают с тектоническими событиями, соответствующими кеноранской орогенции, а возраст датируется временем 2701 ± 8 млн. лет (по Sm—Nd изохроне). С юга массив интродуцирован батолитовыми гранитами и кварцевыми монзонитами, на севере перекрыт осадочными образованиями палеозоя. Тектонические движения ларамийского времени оказали огром-

* Платиноносный горизонт интрузии Стиллаутер имеет в настоящее время в литературе несколько названий:

1) H—P риф, по фамилии американских геологов — Howland A. L. and Peoples J. W., впервые опубликовавших в 1936 г. сообщение о наличии повышенных концентраций платиноидов в Полосчатой мафитовой зоне интрузии Стиллаутер (by Campbell et al, 1983);

2) HR—Howland Reef (Хауланд риф) по аналогии с MR—Merensky Reef (Меренский риф) в Бушвельде (by Bow et al, 1982);

3) j—M—риф, по названию американской компании John's Manvill, впервые обнаружившей в 1973 г. богатый платиноносный горизонт (by Todd et al, 1982);

4) Zoi—Zona of interest (by Conn, 1981).

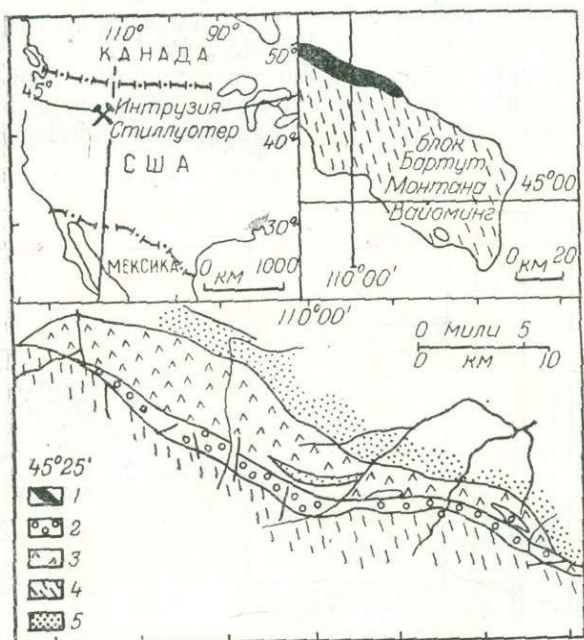


Рис. 2. Обзорная схема положения платиноносной интрузии Стиллауотер (штат Монтана, США) 1 — интрузия Стиллауотер, 2—3 — породы интрузии: 2 — Ультрамафитовая зона (дуниты, гарцбургиты, бронзититы), 3 — Мафитовая зона (нориты, анортозиты, габбро), 4 — породы архейского фундамента, 5 — палеозойские осадочные отложения

ное влияние на формирование чрезвычайно сложной современной его конфигурации. Массив имеет асимметричное строение с меланократовыми разностями пород в подошве и лейкократовыми — в кровле, с тонкой ритмической расслоенностью внутри отдельных дифференциатов. Доля ультрамафитовых ортопироксеноносодержащих пород (гарцбургит, бронзитт) в общем объеме интрузии не превышает 15%. Среди мафитовых серий широко распространены нориты, их типоморфным темноцветным минералом является бронзит. Последовательно изменяющийся вверх по разрезу химический состав главных породообразующих минералов — оливина, пироксенов, плагиоклаза (скрытая расслоенность), участие рудосодержащих (хромитового, платинометалльного) горизонтов в общем процессе становления интрузии

детельствуют о генетическом родстве порообразующих и рудных минералов, о сопряженности рудосодержащих горизонтов с первичной расслоенностью и ритмичным изменением состава пород и руд в ходе формирования массива [11].

Платиноносный горизонт, представленный бронзитовым троктолитом или оливиновым норитом, локализован в 129-метровом троктолит-анортозитовом макроритме норитовой пачки

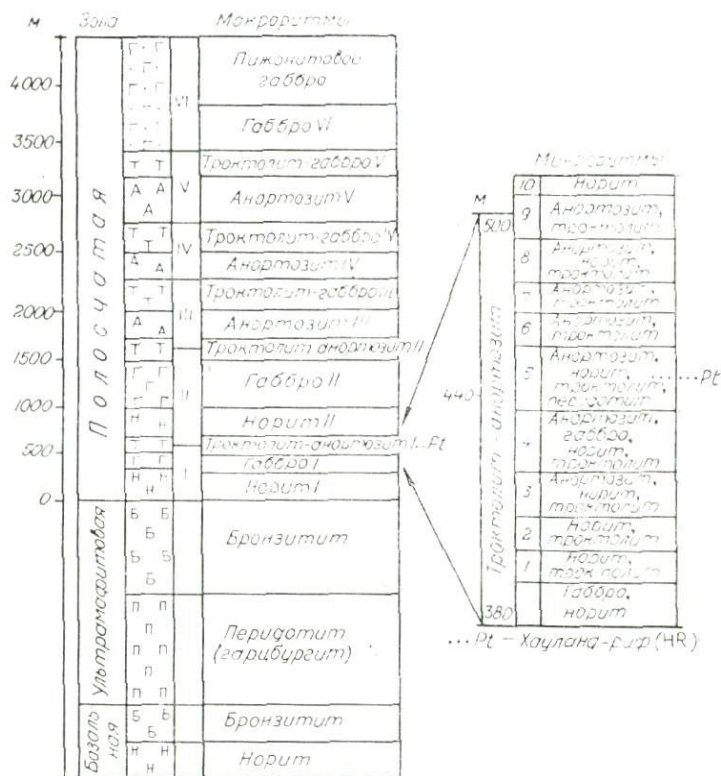


Рис. 3. Схематизированный разрез расслоенной интрузии Стиллоутер, иллюстрирующий положение в вертикальном разрезе платиноносного горизонта Хауланд риф [10].

Полосчатой зоны (рис. 3). В результате детальной разведки по штольне Уэст Форк здесь установлено среднее содержание МПГ 15 г/т (палладий — 11,4 г/т, платина — 3,2 г/т, родий 0,4 г/т), а на участке Кэмп, протяженностью 5,5 км, по результатам буровых работ — 22,3 г/т, в штольне Миннеаполис сумма плати-

ноидов местами поднимается до 140 г/т [5], начаты разведочные работы на перспективном участке Фрог Понд (рис. 4). Среди платиноидов в рудах преобладает палладий, он составляет 73 % общего объема благородных металлов, платина — 21 %, родий — 2,7 %, золото — 3,3 %, при соотношении $Pd/Pt=3,5/1$. И хотя в продуктивном горизонте присутствует небольшое количество сульфидов (порядка 1—2 %), наблюдается пространственная разобщенность сульфидной медно-никелевой и промышленно-платинометальной минерализации, которая проявляется

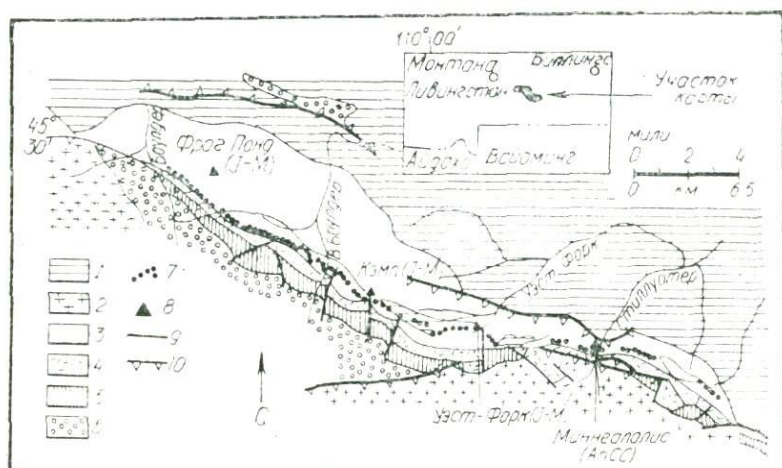


Рис. 4. Геологическая карта интрузии Стиллаутер. Положение платиноносного горизонта Хауланд риф (НР) 1 — осадочные породы, 2 — граниты, 3—5 — породы интрузии Стиллаутер: 3 — нориты, анортозиты, габбро Полосчатой и Верхней зон, 4 — бронзититы Ультрамафитовой зоны, 5 — гарцбургиты, дуниты Ультрамафитовой зоны, 6 — метаморфизованные породы фундамента, 7 — платиноносный горизонт Хауланд Риф (НР), 8 — штольни и участки детальных разведочных работ компании, 9 — разломы, 10 — надвиги

здесь как самостоятельная, с образованием сложного комплекса минералов — арсенидов, сульфидов, висмута-теллуридов, антимонидов и др. минералов в виде микровключений размером 20—80 микрон (до 200 микрон), входящих в состав порообразующих минералов (оливин, бронзит) и сульфидов.

Из сульфидов в рудной зоне наиболее часто встречаются пирротин, пирит, пентландит, халькопирит, реже кубанит, маккиновит, содержание никеля не превышает 0,11 %, меди — 0,04 %. Сопутствующими минералами часто являются графит,

магнетит, самородные медь и золото. В рудах обнаружено свыше 50 платиновых минералов — 14 арсенидов, 14 теллуридов, 8 сульфидов, остальные — интерметаллические соединения и сплавы платины и палладия с железом, никелем, медью, оловом, свинцом, ртутью, золотом, серебром. Среди самородных металлов наиболее распространены родневая платина и палладистое золото. Найдено множество новых минералов, особенно в группе арсенидов и антимонидов, установлены минеральные фазы переменного состава, относящиеся к тройным и более твердым растворам. Типоморфными минералами являются мончеит, высоцкит, брэггит. С помощью микрозондового анализатора установлено присутствие в составе минералов платины и палладия микропримесей родия, иридия, осмия, рутения [6].

Приуроченность скоплений платиновых металлов к строго определенному горизонту значительной протяженности, залегающему согласно с общей стратификацией пород, постоянный состав минералов, вмещающих платинометальное оруденение показывают, таким образом, что локализация оруденения в интрузии обусловлена теми же геологическими процессами, которые регулировали формирование пород расслоенной интрузивной серии. Отмеченные особенности позволяют сформулировать критерии прогнозирования и поисков платинометального оруденения стиллуотерского типа.

1. Магматические, отражающие связь платинометального оруденения с породами расслоенных интрузий перидотит-ортопироксенит-норитовой ультрамафит-мафитовой формаций.

2. Тектонические, характеризующие приуроченность материнских интрузий к зонам сочленения жестких консолидированных блоков докембрия, пространственно сопряженных с трансрегиональными глубинными разломами полициклического развития, проникающими до уровня подкорового магмаобразования.

3. Металлогенические, показывающие наиболее благоприятные обстановки локализации платиносодержащих массивов: становление интрузий на стадий прогрессивной стабилизации структур, в спокойной обстановке, способствующей наиболее полной дифференциации медленно остывающего платиносодержащего магматического расплава в закрытой системе, обогащенной летучими.

Наиболее важные критерии, способствующие выявлению в расслоенных интрузиях рудоносных горизонтов и определяющие перспективные уровни и интервалы опробования, сводятся к следующему:

1) средний уровень разреза расслоенных интрузий, переходный между ультрамафитовыми и мафитовыми зонами; 2) норитовые маккоритмы основания мафитовых зон; 3) приуроченность концентраций платиновых металлов к оливинсодержащему прослою норитов; 4) определенный состав пороодообразую-

ших минералов, вмещающих платинометалльное оруденение; оливин Fa 27—22, ортопироксен F 25—22, плагиоклаз A 80—76; 5) наличие сопутствующей графит-сульфидной минерализации.

Перспективы обнаружения промышленных объектов стиллуотерского типа должны определяться геологическими предпосылками по методу аналогий. Наличие у нас в стране ряда сходных со Стиллуотером расслоенных интрузий позволяет положительно оценивать перспективы обнаружения руд стиллуотерского типа на территории СССР.

ВЫСОКОУГЛЕРОДИСТЫЕ ПЛАТИНОНОСНЫЕ ТРУБКИ

Этот тип новых проявлений МПГ, выявленный недавно американскими геологами [12, 13], связан с высокоуглеродистыми пегматоидными трубками ультраосновного состава, образовавшимися на поздних стадиях формирования расслоенной интрузии Стиллуотер. Трубообразные тела размером 150×30 м до 250×50 м встречаются главным образом в центральной части массива, в районе участков Фрог Понд, аномалий Коурс, Брас Манки, Жанет—50, Уэст Форк (рис. 5).

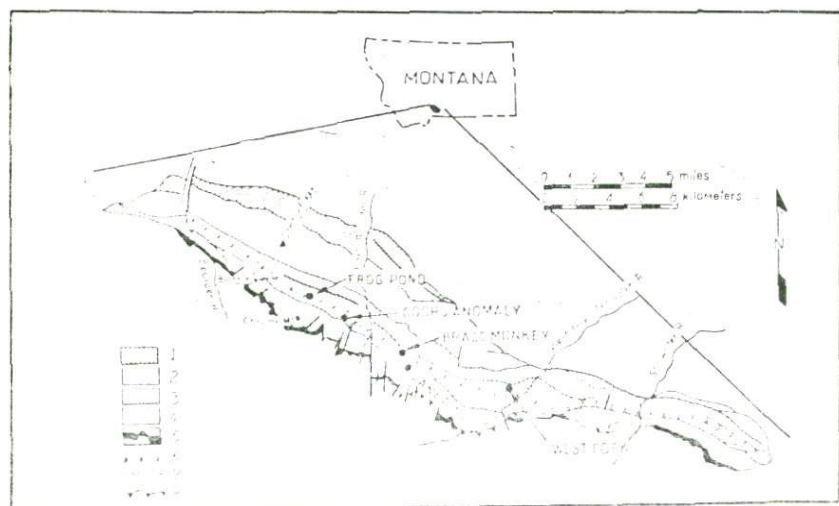


Рис. 5. Местоположение высокоуглеродистых платиноносных трубок массива Стиллуотер 1 — габбро, 2 — габбро-оливиновое, анартозит, троктолит, 3 — норит, 4 — Бронзитит, гарцбургит, 5 — базальный норит, 6 — Хауланд риф, 7 — разломы, 8 — надвиги

Внедряясь в нижние горизонты интрузии и распространяясь в переходной области между Ультрамафитовой и Мафитовой зонами, ультраосновная магма, насыщенная флюидами, образует обогащенные МПГ участки на 350 м ниже Хауланд рифа. Трубки образованы на 50—60% крупнозернистым бронзитом, 30—35% составляет оливин Fo 80, 10—15% (иногда до 60%) графит-сульфидная ассоциация с примесью магнетита, ильменита, железистого хромита. Среди сульфидов наиболее широко развиты пирротин, пирит, пентландит, халькопирит, маккиновит, реже — галенит, сфалерит, стибнит, кобальтин. Количество сульфидного никеля и меди не превышает 0,24%.

Формы проявления графита довольно разнообразны: это крупные широкообразные выделения до 10 см в диаметре, тонкозернистые агрегаты и секущие прожилки. Основной формой являются тонкозернистые агрегаты графита в ассоциации с сульфидами, арсенидами, магнетитом и карбонатом, которые часто образуют сферические или гроздьевидные текстуры. Крупнозернистый графит интенсивно замещает бронзит.

Платиновые металлы, главным образом Pd—Fe сплавы, теллуриды (чаще всего мончент), вместе с металлическим серебром, электрумом, AgBi встречаются в тонкозернистой графит-сульфидной массе. В этой же ассоциации обнаружены такие редкие минералы как хлораргирит — AgCl, цериевый аллонит, рений-молибденовый сульфид, карбонат скандия, радиоактивные минералы, субмикроскопические зерна самородного никеля, железа, меди, висмута. Содержание платиноидов в среднем составляет 2,7 г/т при соотношении Pd/Pt = 2/1.

Встреченные парагенезисы минералов указывают на позднемагматический характер платинометального оруденения. Природа графитовой минерализации до конца не ясна, однако углеродсодержащих осадочных образований, которые могли бы быть источником углерода, вблизи распространения трубок не обнаружено. На этом основании сделано предположение [13], что графитовая минерализация возникла на поздних стадиях формирования стиллуотерской магмы, которая продуцировала летучие — CO₂, CO, CH₄, H₂S, As, Si и другие флюиды. Графитовые проявления таллуотерских трубок можно, таким образом, считать магматическими производными, и в этом плане они могут быть сопоставимы с графитоносными кимберлитовыми трубками.

ЗОЛОТО-ПАЛЛАДИЙ-ПЛАТИНОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ СТРАТИФОРМНОГО ТИПА

Богатое платинометальное оруденение, выявленное в 80-х годах в Предсудетской области ПНР, в районе крупнейшего в Европе медного месторождения Любин-Серошовице (Нижняя

Силезия), относится к новому, неизвестному ранее для МПГ стратиформному типу. Оруденение обнаружено на глубине 800 м в тонком (не более чем 10 см) протяженном битуминозном прослое верхнепермских осадков, охватывающих низы цехштейнового разреза (рис. 6). Район представляет краевую часть Западно-Европейской эпигерцинской платформы, нижний структурный ярус которой сложен складчатыми раннепалеозойскими образованиями, а в основании платформенного чехла располо-

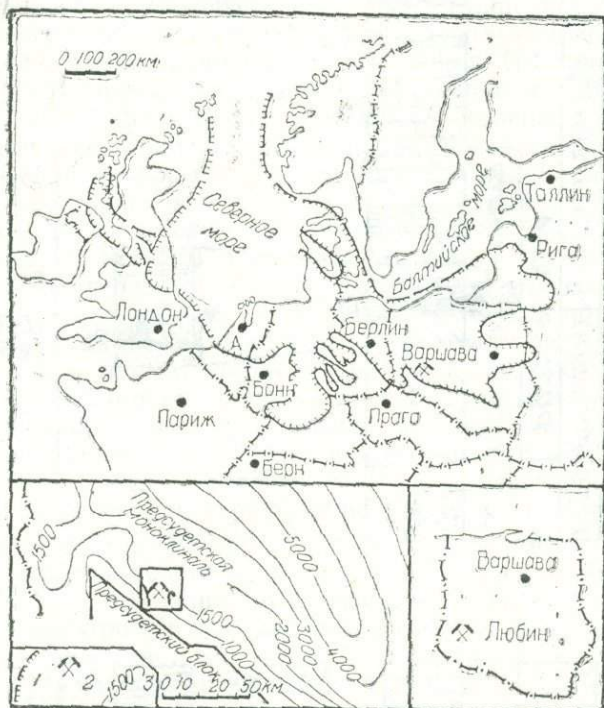


Рис. 6. Схема регионального положения рудопроявлений платиновых металлов района Любин Серошовице (Нижняя Силезия, ПНР) 1 — граница распространения осадочных отложений цехштейна, 2 — рудопроявление платиновых металлов Любин-Серошовице, 3 — изолинии подошвы цехштейна

жены грубозернистые терригенные отложения нижней перми (ротлигенде) и трансгрессивные верхнепермские осадки цехштейнового бассейна.

Слой, содержащий необычно высокие концентрации МПГ и золота, подстилает двух пятиметровую пачку черных меденос-

тические гидрокарбонаты, алкиловые и ариловые кетоны, фенол [8].

Характерной чертой платиноносного сланца является присутствие заметных количеств фосфора (до 0,5%) и бора (до 0,2%), которые в виде линз (до 7 мм в длину) фторидных фосфатов и магнезиальных боратов встречаются в рудной зоне. Сверху сланцы перекрыты прослоем ураноносных тухолитов что, дает возможность использовать для поисков платиноносного горизонта радиометрические методы. Концентрация благородных металлов в сланце варьирует в довольно широких пределах и не зависит от количества сульфидов. По данным Г. Кухи [7] содержание платины в сланце составляет 30—370 г/т, палладия 10—120 г/т, золота 10—360 г/т, серебро 2—1100 г/т при повышенных содержаниях ванадия, молибдена, никеля, кобальта. Основной формой проявления МПГ являются металлоорганические соединения. Образование самородных и минеральных фаз связано с процессами автоокисления органического вещества в ходе диагенеза [8]. При этом платина, а иногда и иридий присутствуют, главным образом, в составе органических соединений (обычно в олефинах), палладий не может образовывать собственные минералы, чаще всего Pd_3As_5 и $\text{Pd}(\text{AsP})_2$. Золото фиксируется в тиолах, тиодуридах, органических сульфидах, кроме того в самородном состоянии. В парагенезисе с минералами благородных металлов обычно встречаются графит, фосфат кальция, медно-висмутовые и медно-молибденовые сульфиды, арсениды никеля, кобальта, серебра — саффорит, смальтин, хлоанит, раммельсбергит, штрөмейрит и др. Все минералы равномерно диспергированы в глинисто-битуминозной массе.

Что касается генетических концепций образования концентраций МПГ, то их существует несколько: 1) эрозия древних платиноносных россыпей, расположенных в непосредственной близости от береговой линии; 2) насыщенность ограниченных лагунных участков цехштейнового моря благородными металлами из питающих седиментационные бассейны береговых поднятий; 3) себкха-модель, предусматривающая просачивание из вмещающих эвапоритовых отложений соляных рассолов, несущих металлосодержащие органические комплексы, и другие.

Все эти гипотезы наталкиваются, однако, на определенные трудности, связанные с отсутствием данных о наличии древних россыпей, базитовых или гипербазитовых интрузий, платиносодержащих эвапоритов. В то же время корреляция между количеством органического вещества и МПГ доказывает прямую связь между ними. В этом свете наиболее вероятной представляется роль органического вещества как фактора, создающего необходимую геохимическую обстановку для коллектирования металлов, не исключая при этом возможности биохимического концентрирования благородных металлов. Основанием для по-

добных суждений служат многочисленные исследования последних лет, в которых показана огромная роль биосорбции металлов в современных морях [1]. Установлено, например, что океанические конкреционные руды залегают в областях с исключительно высокой биопродуктивностью. Морские металлоносные илистые осадки широко развиты в Красном море, где доказана их промышленная значимость. Немало примеров накопления МПГ в пелитовых осадках шельфа — у берегов Аляски, Калифорнии, Новой Шотландии, на территории СССР — в прибрежной зоне Порьегубского залива Белого моря. Ведущая роль биохимических процессов в образовании промышленных месторождений золота убедительно показана в работах ленинградских геологов [2], а на африканских месторождениях Витватерсранд выявлены отчетливые биогенные структуры. Сочетание биохимического фактора с литолого-фациальным и структурным могло обеспечить в Предсудетской области формирование стратиформных концентраций благородных металлов синседиментационно-биогенового типа.

Возможность возникновения высоких концентраций платиновых металлов и золота в черных сланцах показывает необходимость ревизии многих районов распространения черносланцевой формации в нашей стране.

ИРИДИЙ-ПЛАТИНО-ПАЛЛАДИЕВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ КОМАТИИТОВОГО ТИПА В ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОЯСАХ ДОКЕМБРИЯ

Высокой перспективой обладают платиносодержащие сульфидно-никелевые месторождения нового коматиитового типа, ассоциирующие с дифференцированными покровами ультраосновных лав, входящих в состав вулканогенных серий зеленокаменных поясов докембрия, преимущественно архея. Как своеобразная группа палеотипных вулканогенных пород, отличающихся высоким содержанием магния, низкой глиноземистостью и щелочностью. Коматииты были впервые выделены в Южной Африке при изучении зеленокаменного пояса Барбертон. Вслед за этим коматиитовые провинции были установлены в докембрийских регионах Западной Австралии (Скотия, Форрестания), Индии (поле Колар), Канады (пояс Абитиб), Финляндии (пояс Кухмо). Интерес к коматиитам особенно возрос после установления генетической связи с ними сульфидно-никелевых руд. Эти руды составляют важную часть мировых ресурсов никеля. Самые крупные месторождения, связанные с лавами ультраосновного состава, были обнаружены в Западной Австралии в пределах зеленокаменного пояса Норсман-Уилуна архейской провинции Иилгарн (рис. 8). Рудные тела месторождения Камбалда характеризуются линзовидно-пластовой морфологией и согласным

залеганием с вмещающими их вулканогенно-осадочными сериями пород (рис. 9). Оруденение представлено массивными, вкрапленными и матричными (высокожелезистыми) платиносодержащими сульфидными рудами, имеющими зональное строение с увеличением железистости и сернистости к подошве рудных залежей. Размеры залежей значительны: длина их состав-

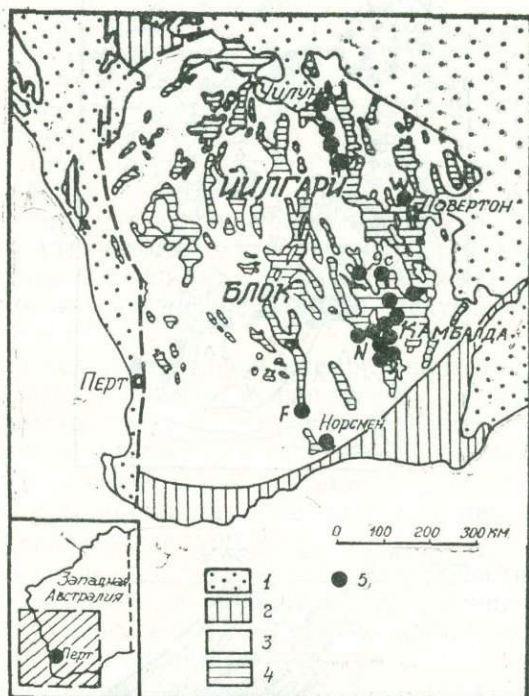


Рис. 8. Схематическая геологическая карта Пилгари-блока Западной Австралии, иллюстрирующая зеленокаменные пояса и локализацию основных сульфидно-никелевых месторождений 1 — постархейский платформенный чехол, 2 — докембрийские подвижные пояса, 3 — гранитоидные и гнейсовые породы, 4 — зеленокаменные пояса, 5 — никелевые месторождения (Камбалда, F — Форрестания, N — Непин, R — Редросс, Sc — Скотия, S — Спарговилль, W — Уиндарра)

ляет 200—700 м, ширина 50—150 м, суммарная продуктивная мощность до 20 м. Минералогический состав руд сравнительно прост: пирротин, пентландит, халькопирит, пирит, магнетит, же-

лезистый хромит. Никель в рудах резко преобладает над медью в соотношении 10 : 1 (до 60 : 1), содержание никеля достигает 3,5% [9].

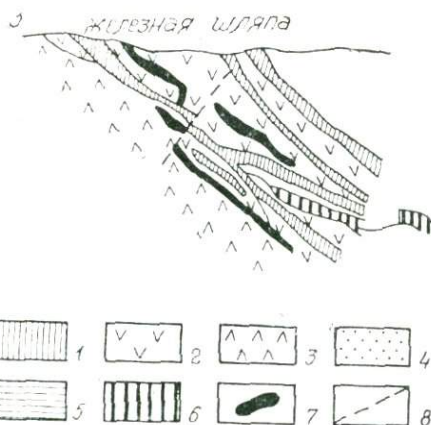


Рис. 9. Схематическая геологическая карта месторождения Камбалда и разрез участка Ланнон 1 — гипабиссальные тела, 2 — ультраосновные породы, 3 — метабазальты, 4 — сланцы, 5 — осадочные породы, 6 — роговики, 7 — рудные тела, 8 — разрывные нарушения.

Содержание платиновых металлов в промышленных рудах приближается к средним значениям, установленным для других типов сульфидных медно-никелевых руд и редко превышает 1—2 г/т. Из группы платиновых металлов в них преобладают палладий и иридий. Первый, как правило, связан с пентландитом, второй равномерно распределен между всеми сульфидными минералами [10].

Открытие в Австралии коматинитовых сульфидно-никелевых месторождений стимулировало поиски австралийских аналогов в других регионах. По данным канадских исследователей [4] к ним следует относить некоторые месторождения Канады (Унгава, месторождения Манитобского никеленосного пояса), промышленный интерес могут представлять также коматиниты месторождений Зимбабве — (Шангани, Эпох, Дамба. Выявление в нашей стране коматинитовых поясов на территориях Балтийского, Украинского, Алданского щитов открывает перспективы для поисков платиносодержащих сульфидно-никелевых руд, при этом важное поисковое значение могут иметь следующие их диагностические признаки:

1) наличие зеленокаменных докембрийских поясов с гомогенным изменением состава вулканогенных пород (от ультраосновных коматинитовых вулканитов в основании разреза до теллуритовых и известково-щелочных — в кровле);

2) геотектоническая позиция коматинитовых поясов определяется зонами проторифтов и сопряженных с ними глубинных разломов, проникающих в мантию;

3) распространение среди эффузивов подушечных и шаровых текстур, специфических микротекстур — спинифекс (представляющих скелетные кристаллы оливинов и пироксенов в стекловатой массе), свойственных коматинитам;

4) высокое содержание окиси магния ($\geq 30\%$ с соотношением $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 \geq 1$) при содержании обоих окислов порядка $\sim 5\%$, повышенных количествах микроэлементов — Ba, Rb, V, Co, Zn.

В заключение следует отметить следующее:

1. Перспективы платиноносности территорий и направление дальнейших поисков новых типов месторождений МПГ могут быть определены, исходя из комплексного формационно-тектонического и металлогенического анализа с учетом всей истории геологического развития регионов.

2. Геологические работы по прогнозированию и поискам платинометалльного оруденения должны опираться на многоступенчатый анализ с последовательной детализацией работ от регионального масштаба к локальному. Наиболее важными этапами этой работы являются: а) поиски аналогов с использованием формационного анализа; б) выделение потенциально перспективного уровня разреза на базе внутриформационного анализа;

в) выявление платиноносного горизонта по детальным диагностическим признакам эталона.

3. Оценка перспектив рудоносности изучаемых объектов должна базироваться на критериях прогноза и геолого-генетических моделях рудообразующих процессов, позволяющих предвидеть возможные варианты проявления МПГ и прогнозировать новые, вероятные для данной геологической ситуации типы концентраций рудных элементов. Геолого-генетические модели определяют те методические подходы, которые следует учитывать при поисках [3]. Разработка таких моделей является, по нашему мнению, одной из важнейших задач дальнейшего совершенствования принципов и методов локального прогнозирования и поисков месторождений новых типов.

4. Среди критериев прогнозирования и поисков месторождений МПГ новых типов ведущими являются:

1) региональные критерии выделения перспективных территорий: магматические, структурные, литолого-стратиграфические, металлогенические;

2) локальные критерии выделения продуктивных платиноносных горизонтов, основанные на: а) структурных факторах, определяющих условия залегания платиносодержащих пород, б) минералого-петрологических и геохимических особенностях рудомещающих образований.

Наиболее важные критерии проявления новых типов платинометального оруденения можно свести к нескольким главным. Эндогенные месторождения МПГ, связанные с расслоенными интрузивными комплексами (стиллутерский тип, высокоуглеродистые трубки) или с эффузивными субмаринными образованиями (коматинитовый тип) приурочены к структурам докембрия. Формирование таких месторождений связано с длительно развивающимися депрессиями типа рифтогенных прогибов, ограничивающих стабильные блоки земной коры. Наиболее продуктивной эпохой их образования является поздний архей — ранний протерозой. В фанерозое можно ожидать появление экзогенных месторождений осадочного стратиформного типа.

5. В связи с расширением использования в промышленности многокомпонентных комплексных руд вновь открытые типы месторождений, содержащие помимо высоких концентраций благородных металлов (платины, палладия, родия, иридия, рутения, осмия, золота, серебра) в качестве побочных продуктов также большое количество других ценных металлов (никель, кобальт, медь, ванадий, висмут и др.) и обладающие высокими перспективами обнаружения на территории нашей страны, приобретают в наши дни особое значение. Повышение эффективности поисковых работ МПГ в ближайшие годы можно ожидать, прежде всего, именно в связи с этими типами месторождений. В сфере использования могут быть вовлечены в недалеком будущем

месторождения и других новых генетических типов — шельфовые платиноносные осадки, океанические рудные конкреции, металлоносные фумаролы современных вулканов и др.

6. Изучение новых типов месторождений МПГ может позволить решить ряд научных общегеологических проблем. Одна из них касается вопросов фракционирования платиновых металлов, определяющих степень глубинности магматических образований. В работах последних лет показана эволюция платинометалльной минерализации, заключающаяся в закономерном изменении состава ассоциирующих парагенезисом МПГ в процессе длительного развития земной коры. Принципиальное значение имеет наблюдение смены Os — In — Ru первично-мантийных ассоциаций в ультрабазитовых существенно платиновыми и Pt — Pd ассоциациями в процессе коровых метаморфо-метасоматических преобразований. Применение новых данных по эволюции платино-металльного оруденения позволит, по всей вероятности, по-новому понять природу МПГ и характер глубинности вмещающих их ультрамафитов.

Не менее интересна и другая проблема, связанная с изучением платиноидов. Она характеризуется появлением иридиевых аномалий, обнаруженных во многих районах мира и приуроченных к определенным историческим моментам развития Земли — границе мела и палеогена, верхней перьми (цехтитейн) и недавно отмечена для нижнего кембрия Китая. Идентификация этих иридий содержащих отложений может способствовать проведению стратиграфической корреляции пород различных континентов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Биогеохимические аспекты формирования осадочных пород и руд. Тезисы Всесоюзного семинара, посвященного 120-летию со дня рождения В. И. Вернадского. — Л., ВСЕГЕИ, 1983.
2. Волкова И. Б., Богданова М. В. Исследование органического вещества металлоносных черносланцевых толщ (методические рекомендации) — Л., ВСЕГЕИ, 1983.
3. Рундквист Д. В. Общие принципы построения геолого-генетических моделей рудных формаций. В кн.: Генетические модели эндогенных рудных формаций, т. 1, СО АН СССР, — М., Наука, 1983.
4. Кэбри Л. Дж., Налдретт А. Дж. Природа распределения и концентрации элементов платиновой группы в различных геологических средах. 27-й Международ. геол. конгресс. Москва, 4—14 авг. 1984., Докл., т. 10 секц. 10. — М, 1984.
5. Bow C., Wolfgram D., Turner A., Barnes S., Evans J., Zdepiski M., Boudreau A. Investigations of the Howland Reef of

- the Stillwater complex, Minneapolis adit area: stratigraphy, structure, mineralization.—Econ. geol., v. 77, 1982.
6. Cabri L. J. Platinum group elements: mineralogy, geology, recovery. — Can. inst. Min. and Met. (CiM), 1981, v. 23.
 7. Kucha H. Platinum-group metals in the Zechstein Copper Deposits Poland. — Econ. geol., v. 77, № 6, 1982.
 8. Kucha H. Precious metal bearing shale from zechstein copper deposits, Lower Silesia, Poland. Trans. inst. — Min. and Met., Sec. B., v. 92, № 5, 1983.
 9. Nesbitt R. W., Shen-Su Sun, Purvis A. C. Komatiites: geochemistry and genesis. — Can Miner., v. 17, pt. 2, 1979.
 10. Ross J. R., Keays R. R. Precious metals in volcanic-type nickel sulfide deposits in Western Australia. Relationship with the composition of the ores and their host rock. — Can. miner., v 17, pt. 2, 1979.
 11. Third international platinum symposium, Pretoria, S. Africa. — Econ. Geology, v. 77, № 6, 1982.
 12. Volborth A. A. A new type of graphite, sulfide, arsenide, rhenium and platinoid mineralization in a pegmatoid pyroxenite of the Stillwater complex, Montana: USA.
 13. Volborth A., Housley R. M. A preliminary [description of complex graphite, sulphide, arsenide and platinum group element mineralization in a pegmatoid pyroxenite of the Stillwater complex, Montana: USA. Tshermaks Min. Petr. Mitt. (TMPM), 1984.

ОЧЕРК МЕТАЛЛОГЕНИИ ЧЕШСКОГО МАССИВА

Чешский массив входит в состав Варисской области Средиземноморского складчатого пояса [13]. Познание его металлогенической эволюции имеет важное значение для правильного понимания доальпийских событий в Альпах и Западных Карпатах. Здесь под палеозойскими складчатыми осадками повсеместно обнаруживается кристаллический докембрийский цоколь, который можно считать юго-восточным продолжением Чешского массива. После опубликования металлогенического описания Чешского массива [51] авторским коллективом под редакцией в Сатрана прошло почти два десятилетия. Теперь возникла необходимость составления новой сводки, соответствующей современному состоянию изученности данного региона.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Чешский массив образует в Центральной Европе блок, ромбическое очертание которого нарушается трогом Тюрингенского Леса. На СЗ и СВ он ограничен тектоническими разломами, на С на территории ГДР и Польши перекрыт осадочными отложениями триасового и более молодого возраста. С Ю и с ЮВ его ограничивают миоценовые отложения предгорных впадин Альп и Карпат.

Чешский массив образует самую восточную часть Европейской варисской области (Лигурийско-Молданубская ветвь). На его территории, по мнению М. Сук [55], выделяют Молданубскую и Саксотюрингскую зоны, по Г. Штилле [54]. Далее к В и ЮВ следует Мораво-Силезская и Судетская зоны. Реногерцинская зона, по мнению авторов [55] здесь отсутствует. Между тем М. Мисарж и др. [44] Низкий Есеник и Драганскую возвышенность (центр. и сев. Моравия) совершенно справедливо относят к Реногерцинской зоне. В кристаллическом основании восточной части Чешского массива и предгорной впадины Карпат в последнее время выделяется неизменный верхнепротерозойский платформенный блок Бруновистуликума [33, 29], который не был затронут ни варийским, ни альпийским орогенезом. По мнению

Ю. Вейсса [60], Бруновистуликум представляет собой отрог Фенно-Сарматской (Восточноевропейской) платформы.

М. Сук и др. [55] при описании геологического строения Чешского массива предлагают следующее региональное районирование:

1. Кристаллическое основание и палеозойские отложения, затронутые варисским орогенезом.

2. Отложения периода инверсионного тектонического режима — девонские и нижнекаменноугольные отложения Моравии, каменноугольные и нижнепермские — Чешского массива.

3. Платформенные отложения нижней перми, триаса, юры и нижнего мела, верхнего мела и третичные.

4. Четвертичные отложения.

По мнению О. Кумперы и М. Сука [38] развитие фундамента Чешского массива происходило в течение четырех основных этапов: докадомского, кадомского, варисского (или каледоново-варисского) и платформенного (мезо-кайнозойского). О докадомской истории Чешского массива отсутствуют даже гипотетические представления, но известен кластический материал из Молданубикума и верхнего протерозоя, возраст цирконов из которого Б. Грауерт и др. [30] определили в 2000—2300 млн. лет.

По мнению большинства авторов, процессы кадомского тектогенетического этапа проявились в Чешском массиве очень выразительно. Так, например, О. Ван-Бримен и др. [26] считают, что большая часть континентальной коры в Средней Европе образовалась в течение кадомского орогенеза. Е. Егер [36] на основании геохронологических данных также считает, что типичные для континентальной коры магматические и метаморфические процессы начались в Чешском массиве только в позднем протерозое, т. е. 700 млн. лет тому назад.

Как считают О. Кумпера и М. Сук [38], существование кадомского орогенеза можно доказать только для некоторых блоков Чешского массива. Исходя из наличия наиболее интенсивного проявления кадомского орогенеза, они выделяют три группы блоков:

1. Блоки с максимальным проявлением кадомского орогенеза в кембрии. К ним относятся Баррандиен, Железные Горы, Лугикум на территории Польши, Молданубикум и часть Моравикума. На эти блоки сильно повлиял варисский орогенез.

2. Области с непрерывным развитием от позднего протерозоя до большей части палеозоя, как, например, Рудные горы, часть Западных Судет и др., консолидация которых исключительно варисская.

3. Блоки с древней кадомской и даже более древней консолидацией и очень слабой или отсутствующей варисской регенерацией, как например, Бруния (Бруновистуликум) и часть Орлицко-Кладского свода.

Кадомский возраст, по мнению А. Дудека [29], имеют некоторые магматические массивы, приуроченные к Западночешской зоне тектонических нарушений, некоторые массивы и вулканические зоны Тепельско-Баррандиенского блока, некоторые массивы Железногорской области, Лужицкий массив, небольшие массивы Орлицких гор, а также Брненский массив и его продолжение в зоне Карпатского предгорья. По его мнению, ряд ортогнейсовых тел Молданубикума, красные ортогнейсы Рудных гор, ортогнейсы Изерские и Крконошские и, вероятно, Битешский гнейс (Моравикум), также имеют кадомский возраст.

Варисское развитие Чешского массива началось, по мнению О. Кумперы и М. Сука [38] в так называемую «Чешскую» фазу, проявление которой можно наблюдать уже в среднем ордовике. Вулканизм этого тектоно-магматического этапа, начиная с ордовика, также имеют инициальный характер, в отличие от океанического типа осадконакопления в протерозое и молассового в кембрии. Начиная с ордовика и до девона осадконакопление протекало в условиях зрелой континентальной коры. Максимальное проявление складкообразования и метаморфизма в центральной части Чешского массива относят к границе девона и раннего карбона, в то время как в Саксотюрингской и в Мораво-Силезской областях главные процессы метаморфизма и магматизма несколько моложе. В полном согласии с этими заключениями находятся и данные по радиометрическому возрасту пород Чешского массива.

Для последней стадии варисского орогенеза в Чешском массиве характерно обособление отдельных тектонических блоков, различающихся историей развития (образование межгорных впадин, автономные вертикальные движения блоков, разница в терминальном характере). Завершение варисского развития М. Сук и др. [55] приурочивают к позднекаменноугольному, пермскому или триасовому периодам. Во всяком случае, начиная с конца перми Чешский массив сформировался в виде эпипалеозойской платформы, которая подверглась тектонической активизации в Саксонский период.

Я. Земан [62] считает, что формирование континентальной коры в Чешском массиве началось примерно в среднем протерозое и протекало путем ее акреции за счет симатического слоя, вероятно, первоначально-океанического. Я. Земан выделяет в Чешском массиве четыре синалических и шесть симатических блоков (рис. 1).

Глубинное геологическое строение Чешского массива изучалось путем глубинного сейсмического зондирования. По данным Б. Беранека и А. Зотопека [22] граница Мохо на территории Чешского массива не образует простую сплошную поверхность

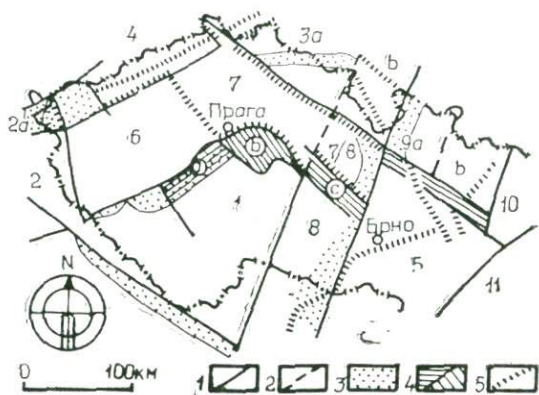


Рис. 1. Блоковое строение Чешского массива (по Я. Земану, 61). 1 — границы блоков (глубинные зоны разломов), 2 — доальпийские границы блоков, объединенных с другими блоками в герцинскую эпоху, 3 — мобильные зоны, соединенные с блоками в палеозое, 4 — блоки, мобилизованные в краевых частях, с указанием направления внутренней структуры, 5 — границы альпийской активизации блоков: А — сиалические блоки: 1 — Молданубский, 2 — блок Чешского Леса с подблоком Сморчин (2а), 3 — Западно-Судетский блок (а — Крконошско-Изерскосгорский подблок, б — Орлицкогорский подблок), 4 — Рудногорский блок. Б — симатические блоки: 5 — Бруния, 6 — Тепельско-Баррандиенский блок, 7 — Лабский блок (как часть Лабского линеамента), 7/8 — часть Моравского блока, вчлененная в Лабский блок в альпийское время, 8 — Моравский блок, 9 — Силезский блок (а — Есеницкий подблок, б — Верхне-Одерский подблок), 10 — Верхнесилезский блок, 11 — Палеокарпатский блок. —

(рис. 2). Интракрустальные отражения, соответствующие границе Конрада, распределены также на территории Чешского массива прерывисто, нерегулярно и на разных глубинах. Данные измерений показали, относительно высокую вариацию скоростей и ряд каналов с пониженными скоростями.

Согласно интерпретации гравиметрической карты [34] в Чешском массиве чередуются четыре области гравиметрических минимумов и максимумов в основном СВ простирания. По мнению Я. Земана [62], гравиметрические и сейсмические методы отображают скорее геологическое строение поверхности мантии, чем структуры, выявленные на поверхности.

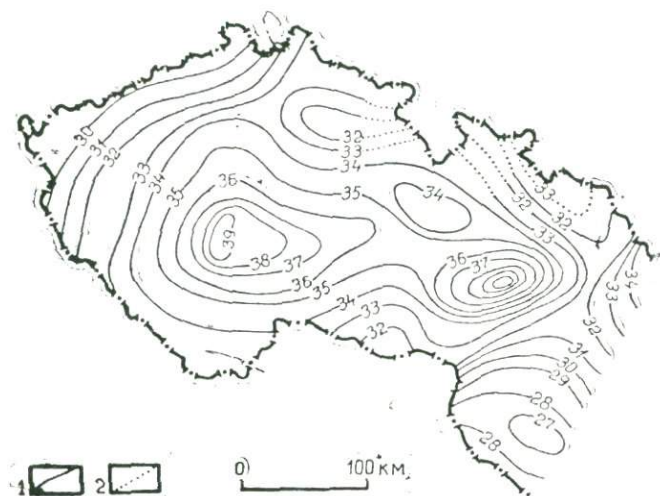


Рис. 2. Поверхность Мохоровичича на территории ЧССР (цифрами показана мощность земной коры в км) 1 — измеренные данные, 2 — экстраполированные данные

ИСТОРИЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Первый анализ размещения рудных месторождений в геологических единицах Чешского массива принадлежит Я. Коутеку и З. Зоубеку. Их концепция появилась в 1959 г. в виде рукописной карты, которую позже опубликовал Я. Коутек [37]. Из этой основной концепции исходят последующие работы М. Ванечека [2], Бернарда [24], З. Поубы [49], В. Саттрана и др. [51], а также последняя металлогеническая карта 1 : 500 000 масштаба В. Саттрана и Я. Илавского [52]. Сводки первого этапа металлогенических исследований Чешского массива были опубликованы в 1966 г. в работах коллектива авторов под руководством В. Саттрана, Я. Хрта и Болдуана.

Следующий этап региональных металлогенических исследований Чешского массива связан с составлением металлогенических карт масштаба 1 : 200 000 в Центральном геологическом институте. Кроме этого нового графического синтеза металлогенических данных продолжали развиваться специальные петрометаллогенические, термобарогеохимические, изотопные, палеомагнитные и другие исследования, которые внесли ряд новых объ-

ективных данных в проблематику металлогенической эволюции Чешского массива во времени и пространстве.

Так, например, возникло несколько работ, посвященных применению идей Х. Абдуллаева о петрометаллогенических рядах к условиям Чешского массива. Эти исследования наиболее основательно приведены в работе В. Саттрана и Я. Кломинского [50], которые доказали генетическую связь кислых гранитов Саксотюрингской металлогенической зоны с месторождениями олова, вольфрама и лития и связь между умеренно-кислыми гранитоидами Среднечешского плутона и золоторудной формацией.

Что касается металлогенической эволюции Чешского массива во времени, то большинство авторов считало, что варисская эпоха преобладает или даже полностью ответственна за характер минерализации. Благодаря применению некоторых физических методов, особенно изотопного анализа и палеомагнитных исследований, в Чешском массиве была выявлена роль более молодой минерализации [58, 31, 43]. При металлогенической интерпретации полученных данных некоторые авторы исходили из представлений об автономной тектоно-магматической активизации срединных массивов [17]. Здесь необходимо отметить, что само понятие срединного массива интерпретируется в отношении Чешского массива разными авторами по-разному. Так, А. Д. Щеглов [19] и И. Г. Магакян [7] приводят весь Чешский массив в качестве примера срединного массива, активированного в послеварисский период. Большинство других авторов (Ж. Обуэн [20], Г. А. Твалчредидзе [13]) присуждают роль срединных массивов только отдельным частям (блокам) Чешского массива и только в определенные периоды его развития. С подобной точкой зрения об активизации Чешского массива выступили в последнее время Я. Бернард [25] и В. Шквор [56, 57]. В последней работе В. Шквор утверждает, что эндогенная минерализация Чешского массива имеет преимущественно постпалеозойский возраст.

Несмотря на то, что интенсивный варисский магматизм, метаморфизм и металлогения завуалировали доварисские образования Чешского массива, в последние годы появляется все больше данных о металлогеническом значении доварисского развития. Имеется ряд свидетельств рассеянного характера первоначальной минерализации в породах докембрия и раннего палеозоя, переотложения и концентрации металлов под воздействием варисских или более поздних геологических событий [28, 38, 45, 35, 23, 39]. В связи с интенсивным проявлением магматизма и метаморфизма в фундаменте Чешского массива особую роль при изучении его металлогении, наряду с палеомагнитными исследованиями, сыграли методы геохимии изотопов.

Для металлогенического анализа весьма важно изучение изотопного состава свинца галенитов и применение урано-свинцового метода [40, 41, 42, 43, 24]. Недостатком интерпретации

полученных данных было предположение об одностадийном развитии свинца из общего для всего Чешского массива источника рудного вещества. При несогласии с этой моделью развивалось предположение о контаминации свинца галенитов радиогенными изотопами за счет повышенного содержания урана. Несостоятельность принятой модели была подвергнута справедливой критике Г. Плюсиным и С. Брандтом [8]. Проблемой возраста галенитов стратиформных месторождений занимались З. Пертольд и Е. Стеглик [48]. Применение одностадийной модели в этом случае в некоторой мере оправдано древним возрастом изучаемого оруденения. Около 280 анализов изотопного состава свинца галенитов Чешского массива были переннтерпретированы коллективом при участии автора [46, 47] путем применения плюмботектонической модели Б. Доу, Р. Зартмана и Дж. Стейси [5]. Авторы пришли к выводу о связи преобладающей части рудного свинца Чешского массива с вмещающими породами.

Новейшие обобщения результатов металлогенических исследований Чешского массива отражены на металлогенической карте ЧССР масштаба 1 : 500 000 [52] и прогнозной оценке рудности Чешского массива [4]. В. Саттран и Я. Илавски в пояснительной записке к металлогенической карте приводят схематическое районирование гетерогенной, полициклической металлогенической провинции Чешского массива. Хотя сами авторы считают приведенный вариант компромиссным, нельзя согласиться с некоторыми недостатками этой схемы. По нашему мнению в силу различных металлогенических характеристик Западно- и Восточно-Судетских областей (как будет показано ниже) их нельзя объединять в единую Судетскую зону. Продолжение Молданубской металлогенической зоны в восточном направлении, вплоть до границы с Западно-Карпатской металлогенической провинцией, также противоречит геологическим и металлогеническим данным.

Основное достижение металлогенической карты В. Саттрана и Я. Илавского [52] — подробной генетической и хронологической классификации минерализации Чешского массива. Отрицательной стороной можно считать излишне детальное изображение рудопроявлений, иногда имеющие чисто минералогический интерес.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Коллективом авторов [46] для обработки данных по изотопному составу рудного свинца Чешского массива был применен факторный анализ. В результате близости изотопного состава рудного свинца выделены отдельные области, показанные на рис. 3. К таким относятся три основные зоны:



Рис. 3. Схематическая карта металлогенического районирования металлогенической провинции Чешского массива

I/1 — субпровинция Молданубского ядра Чешского массива, I/2 — Лужицкая обл., I/3 — Орлицко-Кладская обл., II/1 — область Бруни, II/2 — Верхнеодерская часть Восточно-Судетской субпровинции, II/3 — Есеницкая часть — Восточно-Судетской субпровинции, II/4 — Западно-Чешская обл., III/1 — Западно-Моравская обл., III/2 — субпровинция Рудногорско-Лабская.

1 — неметаморфизованные породы фанерозоя, 2 — базальты, фонолиты третичного возраста, 3 — основные породы типа амфиболитов и габбро, 4 — порфиры и др. кислые приповерхностные интрузии, 5 — граниты и др. кислые глубинные интрузии, 6 — метаморфические породы, 7 — осадочные и вулканогенные месторождения железных руд, 8 — скарновые месторождения железных руд, 9 — полиметаллические месторождения, 10 — медные месторождения, 11 — месторождения золота, 12 — оловянно-вольфрамовые месторождения, 13 — экзогенные месторождения урановых руд, 14 — эндогенные месторождения урановых руд, 15 — флюорит-баритовые месторождения, 16 — граница металлогенических единиц.

I. Зона Молданубского ядра Чешского массива и его фрагментов на С и СВ Чехии и на ЮЗ Польши с варисским плутонизмом, мигматизацией и метаморфизмом. Для этой зоны характерен свинец с наиболее высоким содержанием изотопа (Pb^{204}).

II. Переходная зона доварисской консолидации со слабыми проявлениями варисского плутонизма и мигматизации и частичной варисской активизацией. Для нее характерно наличие изотопа свинца 206.

III. Зона интенсивной кайнозойской активизации с проявлениями вулканизма третичного возраста, мезозойского и кайнозойского осадконакопления. Рудный свинец этой зоны представлен радиогенными изотопами, особенно изотопом 206.

Более дробное территориальное расчленение произведено также по принципу сходства или близости изотопного состава свинца. Изотопный состав очень хорошо отражает блоковое строение фундамента Чешского массива. Это свидетельствует о зависимости изотопного состава свинца галенитов не только от радиоактивного распада, который является функцией времени, но и от геологических процессов, которые испытали вмещающие породы.

Таким образом, гетерогенную, полициклическую металлогеническую провинцию Чешского массива можно расчленить на следующие части:

- I/1 — металлогеническую субпровинцию Молданубского ядра Чешского массива с возможным подразделением на области: Молданубскую, Баррандиенско-Железногорскую, Чешского Леса и Смирчн,
- I/2 — металлогеническую область Лужицкую (Северочешскую),
- I/3 — металлогеническую область Орлицко-Кладскую,
- II/1 — металлогеническую область Брунин (или Бруно-Вистуликума),
- II/2 — Верхнеодерскую (восточную) часть Восточно-Судетской металлогенической субпровинции,
- II/3 — Есеницкую (западную) часть Восточно-Судетской металлогенической субпровинции,
- II/4 — Западно-Чешскую металлогеническую область,
- III/1 — Западно-Моравскую металлогеническую область,
- III/2 — Рудногорско-Лабскую металлогеническую субпровинцию.

Разное наименование металлогенических единиц использовано в связи с тем, что металлогенические субпровинции представляют собой в геотектоническом и металлогеническом отношении обособленные территории, в то время как металлогенические области являются переходными территориями, металло-

геническая специфика которых определена месторождениями рудных формаций, типичных для соседних субпровинций.

Субпровинция Молданубского ядра Чешского массива является составной частью Молданубской зоны европейских варисцид. Здесь развиты многочисленные жильные месторождения свинцово-цинковых руд с высоким содержанием серебра (Пршибрам, Кутна Гора, Иглава, окрестности Гавличкова Брода, так называемая Бланицкая Борозда), сопровождаемыми в области Среднечешского плутона жильными месторождениями урановых руд. Большая часть месторождений приурочена к разрывным структурам древнего заложения неоднократно возобновляемым. К ним относятся Среднечешская структура, Бланицкая и Иглавская Борозды и др.

Следующей характерной металлогенической чертой субпровинции в ее Молданубской области является наличие жильных и вкрапленных руд кварц-золотоносной формации. Они приурочены в Среднечешском районе к Иловской зеленокаменной полосе, сложенной метабазами, габброидами, кварц-кратофирами и порфиритами. На ЮЗ продолжении Иловской полосы расположен Шумавский золотоносный район. П. Моравек [45] выделяет два генетических типа: среднечешский и молданубский. Если в первом случае речь идет о золотоносных кварцевых жилах и штокверках, сопровождаемых часто шеелитом, молибденитом, иногда теллуридами и др. минералами, то во втором случае оруденение вкрапленное иногда стратиформное в кварцитах. Генезис — метаморфогенный за счет перетолжения рудного вещества, рассеянного первоначально в осадочных породах. В Баррандиенско-Железногорской области встречаются серноколчеданные руды позднепротерозойского возраста и осадочные, оолитовые бедные и кислые железные руды ордовикового возраста. Для области Чешского Леса и Сморчин характерно наличие урановых месторождений и мелких полиметаллических рудопроявлений.

В Лужицкой металлогенической области известны на территории ЧССР рудопроявления полиметаллов, урана, меди, а также небольшое месторождение касситерита Нове Место — Гьерчин и месторождение барит-флюоритовое с галенитом Гаррахов. Орлицко-Кладская металлогеническая область содержит рудопроявления свинца, цинка, урана и флюорита. Обе названные области расположены в Западных Судетах, но отделены друг от друга восточным продолжением Рудногорско-Лабской субпровинции.

Особое положение в металлогенической провинции Чешского массива занимает Восточно-Судетская субпровинция. Некоторые исследователи [44, 51] считают, что эта субпровинция, либо только ее восточная часть, представляют самую восточную часть Реногерцинской зоны Европы. В металлогеническом

отношении для нее характерно наличие месторождений полиметаллических руд, местами с медью, но с низким содержанием серебра, и многочисленных железорудных месторождений типа Ланн-Дилль в девонских отложениях и типа Сидварангер — в протерозое. В западной, Есеницкой части встречаются месторождения золоторудной формации. В отличие от других субпровинций и большей части металлогенических областей Чешского массива, Восточно-судетская субпровинция не содержит месторождений урановых руд и флюорита.

Среди полиметаллических месторождений восточной, Верхнеодерской части субпровинции преобладают жильные тела. Единственное месторождение вкрапленных руд Горни Место приурочено в пространственном и генетическом отношении к кератофирам девонского возраста.

В западной, Есеницкой части сложенной в основном древними (по-видимому, докембрийскими) кристаллическими сланцами и их оболочкой палеозойского возраста, расположен относительно крупный Золоторгский район полиметаллических руд. Рудные тела в основном вкрапленных медных и свинцово-цинковых колчеданных руд залегают среди вулканогенно-осадочных пород девонского возраста. В западной части района развита золоторудная минерализация, которую мы относим [53, 59] к Силезской золоторудной дуге. Золоторудные месторождения и рудопоявления, по-видимому, имеют метаморфогенное происхождение, они встречаются в окрестности г. Есеника (Златы Хлум). Особый интерес представляет древний золоторудный район Андельсгорский с золотом в черных сланцах вулканогенно-осадочной девонской серии. Полиметаллическое месторождение Горни Бенешов, расположенное к ЮВ от Золотых Гор, представлено вкрапленными свинцово-цинковыми рудами, приуроченными к складчатой полосе девонских пород ССВ простираения. В отличие от месторождения Золотые Горы оно содержит значительно меньше колчедана. Минералы меди встречаются лишь в незначительном количестве.

Переходной между Рудногорско-Лабской и Молданубской субпровинциями в геотектоническом и металлогеническом отношении является Западно-Чешская область. На ее территории издавна известен ряд полиметаллических месторождений, иногда с серебром и медью (Стршибро, Мерклин, Олови и др.), медное месторождение стратиформного типа Тисова, а также оловянно-вольфрамовые месторождения грейзенового типа Горни Славков и др. В отличие от Молданубской субпровинции, в Западно-Чешской области известны рудопоявления пятиэлемен-

тной формации и рудопроявления золота, которые в Рудногорской субпровинции полностью отсутствуют.

Рудногорско-Лабская субпровинция относится к Саксотюрингской зоне европейских герцинид. Она является областью постварисской активизации. В ЮВ направлении она прослеживается под меловыми отложениями, переходя в Западно-Моравскую область. Граница между ними не установлена. Характерными для Рудногорско-Лабской субпровинции являются урановые месторождения пятиэлементной формации (Яхимов) и экзогенного происхождения (Гамр), оловянно-вольфрамовые (Циновец), а также флюорита и барита, по-видимому, мезокайнозойского возраста. В Рудных Горах известно также несколько мелких железо-рудных месторождений скарнового типа, иногда с медью и оловом. Преобладает мнение об их первоначально-осадочном происхождении с образованием скарнов вследствие регионального метаморфизма. В Рудных горах вплоть до Центрально-Саксонской минерагенической субзоны Бауманна [21] не известны рудопроявления золота.

Западно-Моравская металлогеническая область занимает самую восточную часть Молданубикума, часть Кутногорско-Свратецкой области и Моравикум до Босковицкой Борозды. В ней установлено наличие ряда урановых месторождений настурановой формации и мелких полиметаллических месторождений с серебром и медью.

Достоверность осуществленного металлогенического районирования, основанного на изотопном составе рудного свинца, подтверждается геохимическими и металлогеническими исследованиями. В работе Ф. Паточки и др. [47] сравнивается количество месторождений и рудопоявлений в пределах отдельных металлогенических единиц. При этом анализе важными критериями служат содержания золота, олова и вольфрама, молибдена, висмут-кобальта-никеля, сурьмы, мышьяка, ртути, бериллия, никеля, урана, серебра и титана. Помимо геохимического анализа выявленные закономерности подтверждаются и особенностями размещения различных промышленных месторождений. Так, в металлогенической провинции Чешского массива наибольшее практическое значение имеют месторождения серебра, золота, оловянно-вольфрамовые, урановые и барит-флюоритовые (табл.).

Таблица

Металлогеническая единица	Наличие промышленных месторождений				
	золота	серебра	Sn-W руд	урана	барита флюорита
Молданубская субпровинция	+	+	—	+	—
Восточно-Судетская субпровинция	+	—	—	—	—
Рудногорско-Лабская субпровинция	—	+	+	+	+
Лужицкая область	+	+	+	—	+
Западно-Чешская область	+	+	+	+	+
Западно-Моравская область	—	+	—	+	+

Примечание: 1) полиметаллические месторождения встречаются во всех металлогенических единицах,

2) Орлицко-Кладская область и область Брунни не содержат промышленных месторождений

Заключение

Несмотря на чрезвычайную сложность геологического строения Чешского массива и малую степень изученности его доварисской истории, выявляются некоторые общие закономерности древней и варисской металлогении.

Металлогенические исследования Чешского массива осуществлены с использованием идей Ю. А. Билибина [1], В. И. Смирнова [9, 10, 11, 12] Г. А. Твалчрелидзе [13, 14, 15, 16], И. Г. Магакяна [6, 7], А. Д. Щеглова [17, 18, 19] и ряда других ученых.

Металлогенические особенности провинции Чешского массива обусловлены сложным геологическим и металлогеническим развитием в течение длительных доварисских, варисских и альпийских процессов. Поэтому уже давно [51] металлогеническая провинция Чешского массива была отнесена к полициклическим и гетерогенным провинциям.

В предлагаемом сообщении мы стремились показать, что различия геологической и металлогенической эволюции отдельных блоков массива обусловили специфику рудоносности субпровинций. Поэтому трудно согласиться с обобщающими металлогеническими характеристиками Чешского массива в це-

лом. Так, в фундаментальной работе А. Д. Щеглова [19] данный массив рассматривается в качестве примера территории «... с оловянно-вольфрамовым оруденением в связи с кислыми трещинными интрузиями в ассоциации с вулканогенными породами сходного состава. В массивах данного типа часто проявляются месторождения пятиэлементной формации». Такая характеристика подходит лишь для выделяемой нами Рудногорско-Лабской субпровинции и частично для смежных областей переходного типа. Одним из наиболее типичных элементов для Чешского массива считается уран. Но его месторождения местами здесь полностью отсутствуют, например, в Восточно-Судетской субпровинции.

Решающее значение для правильной интерпретации металлогенических особенностей отдельных субпровинций и массива в целом имеет расшифровка геотектонической эволюции его фундамента. Современное состояние изученности некоторых важных вопросов его геологического строения не дает однако возможности разработки стройной гипотезы геологической и металлогенической эволюции Чешского массива, особенно в доварисские эпохи. По нашему мнению, большое значение для решения этой проблемы имеет, наряду с другими методами, геохимия изотопов свинца. Нам хотелось показать, что таким путем целесообразно проверять металлогенические построения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. — М., Госгеолтехиздат, 1955.
2. Ванечек М. Обзор геологического строения и металлогенического районирования Чешского массива. — В кн.: Некоторые рудные месторождения Чешского массива. — Прага, 1963.
3. Ванечек М. Закономерности размещения и промышленная оценка полиметаллических месторождений Чешского массива. Автореферат докторской диссертации. — М., ВИМС, 1966.
4. Вацек Я. Критерии для прогнозирования рудных месторождений в Чешском массиве. 27-й МГК, тезисы VI. — М., 1984.
5. Доу Б., Зартман Р., Стейси Дж. Общая теория плюмботектоники. — М., Наука, 1979.
6. Магакян И. Г. Основы металлогении материков. — Ереван, 1959.
7. Магакян И. Г. Металлогения. — М., Недра, 1974.
8. Плюснин Г., Брандт С. К интерпретации геологической истории рудных свинцов Чехии. — Ежегод. Инст. Геохим. Сиб. отд. АН СССР, Наука, СО. — Новосибирск, 1972.
9. Смирнов В. И. Очерки металлогении. — М., Госгеолтехиздат, 1963.
10. Смирнов В. И. Проблемы геотектоники и эндогенного рудообразования. — Вестн. Моск. университета. Сер. геол., 1977, № 5.

11. Смирнов В. И. Эндогенное рудообразование в геологической истории. Геология рудных месторождений, 1982, № 1.
12. Смирнов В. И. Периодичность рудообразования в геологической истории. Металлогения и рудные месторождения. Докл. 27-го МГК, — М., 1984.
14. Твалчрелидзе Г. А. Рудные провинции мира (Средиземноморский пояс). — М., Недра, 1972.
14. Твалчрелидзе Г. А. О типах колчеданных месторождений и провинций. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 7
15. Твалчрелидзе Г. А. Мобилизм или классическая геотектоника. — М., ВИНТИ, 1979.
16. Твалчрелидзе Г. А. Металлогения двух основных типов развития земной коры. — Геология рудных месторождений, 1982, № 2.
17. Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. — М., Недра, 1968.
18. Щеглов А. Д. Металлогения срединных массивов. — М., Недра, 1971.
19. Щеглов А. Д. Основы металлогенического анализа. — М., Недра, 1980.
20. Auboin J.: Propos sur less geosynclinaux. — Bull. soc. geol. Fr., 7, 3, 7, Paris, 1961.
21. Baumann L., Tischendorf G.: Einführung in die Metallogenie-Minerogenie. — Deutscher Verlag Grundstoffind., Leipzig, 1976.
22. Beranek B., Zatopek A.: Preliminary results of geophysical synthesis in Czechoslovakia and central Europe based on explosion seismology until 1980. — In: Zatopek A. (ed.): Geophysical synthesis in Czechoslovakia. — Veda, Publishing House of Slovak Academy of Sciences, Bratislava, 1981.
23. Bernard J. H.: Minerály rudonosných hydrotermálnych procesů. Český masiv. — In: Bernard J. H. et al.: Mineralogie Československa, 2. vyd., Academia, Praha, 1981.
24. Bernard J. H., Legierski J., Šmejkal V.: Izotopický výzkum rudních paragenéz českého masivu. — MS Geofond, Praha, 1979.
25. Bernard J. H., Škvor V.: The reactivation of the Ancient Massif and Metallogeny: the example of the Bohemian Massif.—Econ. Geol., 75, Lancaster, 1980.
26. Breemen van O., Aftalion M., Bowes D. R., Dudek A., Misar Z., Povondra P., Vrana S.: Geochronological studies of the Bohemian Massif, Czechoslovakia, and their significance in the evolution of Central Europe. — Trans. Royal. Soc. Edinburgh, Earth Sciences, 73, Edinburgh, 1982.
27. Chrt J., Bolduan H. et al.: Die postmagmatische Mineralisation des Westteils der Böhmisches Masse, Sbor. geol. Ved, LG, 8, Praha, 1966.
28. Chrt J., Rus V., Tenčík I.: Současný stav a perspektivy zlatých rud v Českém masivu.—Geol. Průzk., 16, 10, Praha, 1975.
29. Dubek A.: The crystalline basement block of the Outer Carpathians in Moravia: Bruno-Vistulicum.—Rozpr. Čes. Akad. Ved, 90, Praha, 1980.

30. Grauert B., Haenney R., Soptrajanova G.: Age and origin of detrital zircons from the Prepermian basements of the Bohemian Massif and the Alps.—Contr. Miner. Petrol., 40, 2, Berlin—New York, 1973.
31. Hanuš V., Krs M.: Paleomagnetické overení neoidního stri hydrotermální mineralizace v Krušných horách a Slavkovském lese.—Vest. Ust. Geol., 2, Praha, 1963.
32. Havelka J., Palas M., Scharn B.: Zur Entstehung der Kies-Lagerstätte im Devon des Jeseniky-Gebirges.—Ber. Geol.Ges. DDR, 9, 415, Berlin, 1964.
33. Havlena V.: Late Palaeozoic paleogeography of Czechoslovakia and the Plzen Basin.—Folia Mus. Rer. Natur. Bohem. Occident., Geol 7, Plzen 1976.
34. Ibrmajer J.: Geological interpretation of gravity maps of Czechoslovakia. in: Zatopek A. (ed.): Geophysical synthesis in Czechoslovakia—Veda, Publishing House of the Slovak Academy of Sciences, Bratislava, 1981.
35. Ilavský J., Sattran V.: Vysvětlivky k metalogenetické mapě Československa 1:500 000, 48, Ust. Ust. Geol., Praha, 1980.
36. Jäger E.: The evolution of the central and west European continent. In: La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale.—Col. Intern. CNRS, 243, Rennes, 1977.
37. Koutek J.: Geologie Československých rudních ložisek. I. Ložiska českého jadra.—Učební texty, Univ. Karlova, Praha, 1964.
38. Kumpéra O., Suk M.: Základní otázky vývoje a stavby Českého masivu.—Sb. Vážnější problémy geologického vývoje a stavby Československa, I., Bratislava, 1980.
39. Kveton P., Moravek P., Pouba Z.: The role of granitoids in the formation of Au-mineralization in core of the Bohemian Massif.—I. A. G. O. D., VI-th Symp., Tbilisi, Sept. 6—12, Collected Abstracts, Tbilisi, 1982.
40. Legierski J.: Využití izotopického složení Pb gelenitu k řešení metalogenetických problémů Českého masivu. In: Geochemie v Československu.—Vys. škola ban., Ostrava, 1967.
41. Legierski J.: Pb-Pb, U-Th-Pb metody a jejich aplikace na rudní ložiska.—Kand. dis. práce, MŠ Prir. fak. Univ. Karlovy, Praha, 1971.
42. Legierski J.: Model ages and isotopic composition of ore leads of the Bohemian Massif.—Čas. Miner. Geol., 18, 1, Praha, 1973.
43. Legierski J., Vaneček M.: The use of isotopic composition of common lead for the solution of metallogenetic problems of the Czech Massif.—Krystalinikum, 3, Praha, 1965.
44. Misar M., Dudek A., Havlena V., Weiss J.: Geologie ČSSR I. Český masiv, Praha, SPN, 1983.
45. Moravek P.: K metalogenezi zlata v Českém masivu.—Sb. Hornická Příbram, Geol., Příbram, 1980.

46. Patočka F., Pošmourný K., Rajlich P., Richter A., Vaneček M.: Aplikace Plumbotektonického modelu na Česky.—masiv.—Acta Univ. Carol., Geol. Poucha vol., Praha, 1982.
47. Patočka F., Rajlich P., Pošmourný K., Richter A., Vaneček M.: Sources of ore lead of the Bohemian Massif.—27. IGC, Abstracts, V. VI, Moscow, 1984.
48. Pertold Z., Stehlik E.: Modelove stari stratiformnich galenitu Českeho masivu na zaklade isotopikeho slozeni olova.—In: Korelace prote-rozoických stratiformnich ložisek (V).—Ust. geol. Ved. Prir. fak. Univ. Karl., Praha, 1978.
49. Poucha Z.: On Some causes of the repetition of mineralization in ore region and ore deposits of the Czech Massif.—Problems of Postmagmatic ore deposition, 11, Praha, 1965.
50. Satřran V., Klominsky J.: Petrometallogenic series of igneous rocks and endogenous ore deposits in the Czechoslovak part of the Bohemian Massif.—Sbor. geol. Ved, LG, 12, Praha, 1970.
51. Satřran V. et al.: Problemy metalogeneze Českeho masivu.—Sbor. geol. Ved, LG, 8, Praha, 1966.
52. Satřran V., Ilavsky J.: Metalogenetická mapa ČSSR, Praha, 1981.
53. Skacel J., Vaneček M.: Stav metalogenetických vyzkumu v Jeseníkch.—Vest. Ustr. Ust. geol., 57, 4, Praha, 1982.
54. Stille H.: Das Mitteleuropäische variscische Grundgebirge im Bilde des Gesamt-europäischen.—Geol. Jd., 2. Stuttgart, 1951.
55. Suk M. et al.: Geological history of the territory of the Czech Socialist Republic. Prague, Academia, 1984.
56. Škvor V.: Model vyvoje hlubinné stavby a prognózy endogenních ložisek v české části Českeho masivu.—Vest. Ustr. Ust. geol., 52, Praha, 1977.
57. Škvor V.: Vyvoj zemske kury a distribuce endogenní mineralizace v Českem masivu.—Sbor. geol. Ved, LG, Praha, 1982.
58. Šmejkal V.: Absolutní stari některých granitoidů a metamorfitů Českeho masivu stanovené kalium-argonovou metodou.—Vest. Ustr. Ust. geol., 35, Praha, 1960.
59. Vaneček M.: K morfologii a pozici zlatonosných zón na Ložisku Zlaté Hory-západ.—Acta Univ. Carol., Geol., 3, Praha, 1974.
60. Weiss J.: Fundament moravského bloku ve stavbě evropské platformy.—Folia Univ. Purkyn. brn., Geol., 18, 13, Brno, 1977.
61. Zeman J.: Deep-seated fault structures in the Bohemian Massif.—Sbor. geol. Ved., 31, Praha, 1978.
62. Zeman J.: Kriteria pro prognózování skrytých rudních ložisek založené na vyzkumu hlubinné stavby a vyvoje kury.—Geol. průzk., 23. Praha, 1981.

РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ И СУБФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ
ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МЕДИ БАНАТ-
СРЕДНЕГОРСКОЙ ЗОНЫ

Банат-Среднегорская металлогеническая зона занимает северо-западную часть Средиземноморского меднорудного пояса [15, 16, 26, 27, 23, 21]. Она прослеживается по территориям Румынии, Югославии и Болгарии на протяжении более 900 км при ширине от 10 до 80 км и охватывает внутренние части Южных Карпат и Балканид. В Румынии находится Банатский сектор зоны, который переходит к югу в Тимоцкий ее сектор, расположенный на территории Югославии. В этой части зона имеет субмеридиональное простиранье и на границе с Болгарией круто поворачивает на восток, прослеживаясь вдоль всей ее территории до побережья Черного моря. Здесь она ориентирована в субширотном направлении и представлена Среднегорским сектором (рис. 1), который выделен на металлогенической карте Карпато-Балканской области [13] и охарактеризован многими исследователями [15, 16, 17, 2, 23, 24, 38, 39, 26, 27, 25, 18, 37].

Банат-Среднегорская зона сформирована в позднем мелу на стыке трех жестких континентальных микроплит — Мизийской с северо-востока, Сербо-Македоно-Родопской и Паннонской с юго-запада и запада. Высказаны различные мнения о ее тектонической природе: она рассматривается как линейно-геосинклинальная или рифтовая зона [6, 7, 22]. Г. А. Твалчредзе [15] относит ее к вторичным эвгеосинклинальным зонам. В свете идей новой глобальной тектоники она интерпретируется как внутридуговая зона, возникшая под влиянием субдукции океанической коры Вардарской зоны на северо-восток под Болгарскую плиту [31] или в результате субдукции Мизийской плиты под Родопский массив [18, 8].

Магматическая деятельность в Банат-Среднегорской зоне началась в туроне, но достигла своего максимума в сеноне. Она не проявилась однозначно и одновременно вдоль всей зоны. Раньше всех вулканизмом были охвачены центральные части зоны, включающие Борский рудный район в Югославии и Па-

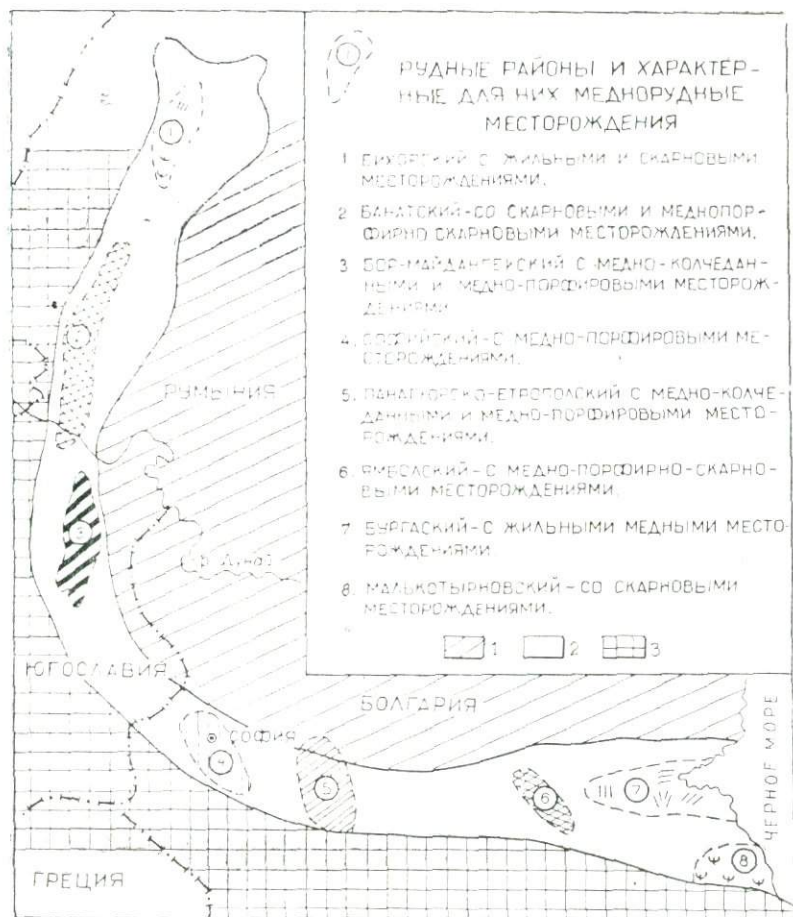


Рис. 1. Распространение месторождений различных меднорудных формаций по рудным районам Банат-Среднегорской зоны: 1 — Мизийская плита вместе с Балканами и Южными Карпатами, 2 — Банат—Среднегорская зона, 3 — Сербо-Македоно-Родопский кристаллический массив —

нагюрский в Болгарии. Здесь проявлен интенсивный экстрезивный известково-щелочной вулканизм, представленный в основном амфиболовыми и амфибол-пироксеновыми андезитами и их агломератовыми пепловыми туфами и в меньшей степени дацитами и их пирокластолитами. В восточной части зоны в Бургасском синклинории наряду с андезитами широкое рас-

... имеют андезито-базальты, базальты, трахиандезиты, трахибазальты и их пирокластиты. Местами развиты также лейцитовые и анальцимовые базаниты, лимбургиты и др. Верхнемеловой вулканизм почти отсутствует в Банатском секторе зоны.

Вулканогенные породы Банат-Среднегорской зоны относятся к трем главным формациям: 1) базальт-андезитовой, 2 — трахибазальт-трахиандезитовой и 3) щелочной-базанитовой [12, 11, 36, 32, 13].

Интрузивный магматизм в Банат-Среднегорской зоне проявился почти синхронно с вулканизмом. Комагматичность вулканогенных и интрузивных пород особенно характерна для Среднегорского сектора зоны. Она выражается в формировании вулcano-плутонических центров с центральным интрузивным ядром, окаймленным вулканогенными породами. Вулканогенные и интрузивные породы в этих центрах имеют абсолютный возраст 87—94 млн. лет. Интрузивные — представлены двумя формациями, комагматичными вулканогенным формациям: 1) габбро-диорит-гранодиоритовой и 2) габбро-монзонит-сиенитовой. В Банатском секторе зоны проявлен только интрузивный и субвулканический магматизм известково-щелочной серии, представленный в основном «банатитовыми» интрузиями, состоящими из небольших тел гранодиоритового состава.

В металлогеническом отношении интересны субвулканические тела и дайки, внедренные к концу сенона в вулканогенные породы. Они представлены диоритовыми, гранодиоритовыми, кварцдиоритовыми до сиенитодиоритовых и сиенитовых порфиритов, с абсолютным возрастом 75—77 млн. лет.

МЕДНОРУДНЫЕ ФОРМАЦИИ И СУБФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Верхнемеловой известково-щелочной магматизм Банат-Среднегорской зоны явился весьма продуктивным на разнообразные месторождения меди. С ним парагенетически связаны самые крупные месторождения Болгарии, Югославии и Румынии, дающие основную часть добычи меди в этих странах. Они относятся к четырем рудным формациям: медно-колчеданно-полиметаллической, меднопорфировой, жильной медной и медно-золото-полиметаллической и апоскарновой медно-молибденово-полиметаллической (табл.).

Характерные особенности условий формирования верхнемеловых месторождений Банат-Среднегорской зоны рассмотрены ниже в порядке последовательности их возникновения во времени и по их формационной принадлежности.

К медно-колчеданно-полиметаллической формации относятся месторождения Борского рудного района Югославии и Панагюрско-Етропольского — Болгарии. В первом из них (см. табл.) сосредоточено более десяти самостоятельных рудных тел, включая и недавно открытое месторождение Брезаник. Они хорошо изучены и охарактеризованы многими югославскими геологами [26, 35, 30 и др.].

Не останавливаясь на их описании отметим лишь, что они связаны с формированием крупной эллипсоидной вулкано-интрузивной структуры, главной особенностью которой является широкое распространение вулканокластических пород I и II вулканических фаз, представленных роговообманково-биотитовыми андезитами и роговообманково-авгитовыми андезитами. Пирокластический материал среди них занимает около 80—90 %, что указывает на наличие вулканического аппарата центрального типа. Все вулканические породы около рудных тел гидротермально изменены в кварц-серпичитовые и кварц-каолинит-монтмориллонитовые метасоматиты и интенсивно пропилизированы.

Рудные тела месторождения Бор имеют штоко- и линзообразную форму и сложены массивными сульфидными рудами (руд. тела Чока-Дулкан, «А», «В», «Д», «Н», «У» и др.) или штокверково-укрепленными рудами (Тилва-Рош и др.), слагающими ореол вокруг массивных рудных тел. Среди последних выделяются два главных типа: серноколчеданные (Тилва-Рош — «В», «С», «Д», Брезаник) и медно-колчеданно-золоторудные. Первые состоят из массивного пирита; а вторые — в основном из халькопирита, энargита, ковеллина, халькозина, борнита, лусонита, тетраэдрита, неодигенита. Пиритовые руды брекчированы и замещены медными сульфидами (рудное тело «Д» и др.).

Медноколчеданные руды содержат до 10—15 % меди (в среднем около 7 %, 4—10 г/т золота и около 10 г/т серебра. В юго-восточной части рудного поля вскрыто пластообразное (стратиформное) рудное тело «У», залегающее среди андезитовых агломератовых туфов.

Медноколчеданные месторождения Панагюрского рудного района Болгарии залегают среди андизетовых агломератовых туфов (Челопеч, Красен), на их контакте с дацитовыми агломератовыми туфами (Радка) или вдоль контакта с риодацитовыми дайками (Елшица). Они сосредоточены в вулкано-интрузивных центрах. Выделяются рудные тела трех типов: серноколчеданные, сложенные массивным мелкозернистым пиритом, рудокласты которых встречаются среди дацитовых агломератовых туфов; пирит-халькопиритовые и халькопирит-бор-

нит-энаргит-теннантит-халькозиновые со сфалеритом и галени-
тов, обычно замещающие пиритовые и пирит-халькопиритовые
руды.

Сопоставляя месторождения медно-колчеданно-полиметал-
лической формации Борского и Панагюрского рудных районов
можно сделать следующие выводы:

— формирование месторождений в обеих рудных районах
тесно связано с проявлениями верхнемелового андезит-дацито-
вого вулканизма и тяготеет к центрам вулканической деятель-
ности;

— руды отлагались метасоматическим путем, замещая ан-
дезитовые агломератовые туфы и реже дацитовые вулкано-
кластические породы, наследуя их текстурные особенности [20];

— образованию рудных тел предшествовали предрудные и
синрудные изменения вмещающих пород в кварц-серицитовую
и кварц-каолинит-пиррофилитовую фацию и сопровождалось
широким ореолом пропилитизированных пород;

— рудообразовательный процесс имел пульсационный ха-
рактер и протекал в течение двух этапов, выделяемых на осно-
вании находок рудокластов в Панагюрском районе: сернокол-
чеданный этап и медно-колчеданно-полиметаллический (золо-
тоносный) этап;

— как в Панагюрском, так и в Борском районах в медно-
колчеданно-полиметаллическом этапе рудообразовательный
процесс протекал в единой последовательности путем отложе-
ния следующих минерально-парагенетических ассоциаций:
1) халькопирит-пиритовой, 2) энаргит-лузонит-халькопиритовой,
3) борнит-халькозин-теннантит (тетраэдрит) — ковеллиновой,
4) сфалерит-валенитовой, 5) кварц-пиритовой, 6) ангидрит-гип-
совой [30] — в интерпретации автора [5];

— среди медно-колчеданно-полиметаллической рудной фор-
мации можно выделить три субформационных типа месторожде-
ний: 1) серноколчеданный, 2) медноколчеданный (пирит-халь-
копиритовый) и 3) медноколчедано-золото-полиметаллический
(халькопирит-борнит-халькозин-энаргит-теннантит-золото-свин-
цово-цинковый);

— генезис месторождений можно определить как вулкано-
генно-гидротермально-метасоматический, приповерхностный,
среднетемпературный.

МЕДНОПОРФИРОВАЯ РУДНАЯ ФОРМАЦИЯ

Эта формация представлена крупными месторождениями,
открытыми в последние 25—30 лет. Среди них следует отметить
месторождения Молдова Гоуа, Оравица, Циклова и др. в Ба-
натском секторе зоны (Румыния), Майданпек, Велики Кривел,

Мали Кривел и Борски поток в Тимокском секторе (Югославия) и Медет, Елаците, Асарел, Цар Асен, Влайков връх, Студенец, Прохорово, Бырдцето в Среднегорском секторе (Болгария). Они охарактеризованы во многих работах, опубликованных за последние 20 лет румыскими, югославскими и болгарскими геологами. Опыт создания геологической модели их формирования был предпринят Р. Силлитоу [34].

Медно и медно-молибденовопорфировые месторождения в Банатском секторе приурочены к субвулканическим телам кварц-диоритовых порфиров, которые контролируются тремя тектоническими зонами меридионального простирания. Из них самая западная зона — Молдова Ноуа-Оравица — является наиболее продуктивной [25].

Участок месторождения Молдова-Ноуа сложен протерозойскими и палеозойскими кристаллическими сланцами, перекрытыми мезозойскими кварцитами, известняками и мергелями. Все породы прорваны банатитовыми малыми интрузиями (гранодиориты, кварцевые диориты и их порфировые разновидности). На их контакте с мезозойскими породами развиты мощные зоны гранатовых и гранат-пироксеновых скварнов с гнездами и вкрапленностью халькопирита, магнетита, борнита, сфалерита и галенита [39].

Медно-молибденовопорфировое оруденение в месторождениях Молдова Ноуа, Оравица и Циклова приурочено к субвулканическим телам кварц-диоритовых и гранодиоритовых порфиров (банатитов) и местами сопровождается шесслитом. На отдельных участках в контакте банатитов образованы скарны.

Состав руд простой — пирит, халькопирит, молибденит; характер оруденения штокерский. Измененные породы соответствуют модели Лоуелла-Джилберта [28] — в центральной части зоны проявлена калифельдшпатизация и биотитизация, обрамляемая зоной филлитизации, а на периферии — аргиллизация.

Майдапекское месторождение в Тимокском секторе зоны на территории Югославии имеет много общего по геологической обстановке с месторождением Молдова Ноуа. Рудное тело залегает среди протерозойских сланцев и мезозойских песчанников, конгломератов и известняков, верхнемеловых андезитовых агломератовых туфов, рассеченных дайками диоритовых и кварц-диоритовых порфиров. Оно сопровождается скарнами с линзами магнетита и гематита. Оруденение представлено вкрапленностью и прожилками пирита, халькопирита и молибденита (среднее содержание меди 0,8%, молибдена — 0,008%) и пространственно и во времени связывается с внедрением субвулканических тел и даек диоритовых и кварц-диоритовых порфиров. Выделяются следующие парагенетические ассоциации минералов (по последовательности образования): гранат-маг-

нетитовая, кварц-молибденитовая, кварц-пиритовая, кварц-халькопиритовая, кварц-сфалерит-галенитовая и кварц-кальцитовая [35]. Термобарометрические определения показывают, что главная кварц-халькопиритовая парагенетическая ассоциация возникла в температурном интервале 240—290°C.

Не останавливаясь на характеристике месторождения Велики Кривель и других отметим, что они также характеризуются наличием скарнов и тесно ассоциируют с дайками кварц-диоритовых порфиров, внедренных в мезозойские терригенные породы с карбонатными прослойками.

Среди месторождений медно-порфировой рудной формации Болгарии по геолого-структурным и минералого-парагенетическим особенностям можно выделить три субформационные типа [2, 3]; 1) медетский, представленный медно-молибденовыми морфировыми месторождениями среди гипабиссальных интрузий и кристаллических пород их обрамления. Для них характерно исключительное развитие кали-щелочного метасоматоза и наличие молибденита в промышленных количествах (Медет, Елаците, Студенец), 2) асарелский, характеризующийся медно-порфирово-алунитовыми месторождениями с вторичными кварцитами, которые залегают среди вулканогенных пород в палеовулканических структурах, прорванных в центральной части субвулканическими телами и дайками кварц-диоритовых порфиров (Асарел, Цар Асен) и 3) прохоровский субформационный тип, включающий меднопорфирово-скарновые месторождения (Прохорово, Върдцето), аналогичные месторождения Молдова Ноуа, Майданпек и др.

Исследование медно-порфировых месторождений Банат-Среднегорской зоны в целом показывает, что они подчиняются общим генетическим особенностям, которые в самом обобщенном виде заключаются в следующем:

— Все медно- и медно-молибденпорфировые месторождения зоны формировались в тесной связи с проявлениями субвулканических и гипабиссальных интрузий кварц-диоритового до кварц-монцодиоритового состава.

— Они образовались в единой гидротермальной системе, проявленной в два этапа, из которых с первым связаны медно-колчеданные месторождения, а со вторым — меднопорфировые, являющиеся более поздними, с отрывом во времени от 10 до 15 млн. лет [19].

— Среди них выделяются три субформационных типа месторождений: 1) медно-молибденпорфировый, 2) меднопорфирово-алунитовый и 3) меднопорфирово-скарновый, что обусловлено различиями в геологической обстановке внедрения гипобиссальных или субвулканических интрузий, с которыми они пространственно и парагенетически ассоциируют (см. табл.).

Т а б л и ц а

Рудные формации и субформации медных месторождений позднемелового возраста банат-среднегорской зоны

Рудные формации	Субформации	Банатский сектор (Румыния)	Тимокский сектор (Югославия)	Среднегорский Сектор (Болгария)
Медноколчеданно-полиметаллическая	Серноколчеданная	—	Тилва Рош-рудные тела „С“ и „В“ Брезаник	Пиритный шток
	Медноколчеданная Медноколчеданно-полиметаллическая (золоторудная)	—	Тилва Мика-рудные тела „С“ и „Д“ Тилва Мика и Чока Дулкан-рудные тела: „А“, „В“, „Д“, „І“, „Н“, „І“, „С“, „Е“, „У“,	Халькопирит-пиритовые рудные тела Елшицы Местор, Радка, Челопеч и Красен
Меднопорфировая	медно-молибденопорфировая с К-фельдшпатизацией и биотизацией (медетский тип)	—		Медет, Елаците
	Меднопорфирово-алунитовая с вторичными кварцитами (асарелский тип)	—	—	Асарел, Цар Асен
	Меднопорфировоскарновая (прохоровский тип)	Молдова Ноуа, Ораница, Циклова	Майданпек, Велики Кригел	Прохоров, Бырдцето
Жильная медно-золото-полиметаллическая	Кварц-халькопиритмолебдитовая (кобальтоносная)	Турну-руени	—	Росенское рудное поле (Росен, Стаханов, Меден рид и др.)
	Кварц-халькопиритпиритовая	—	—	Вырлибрежское рудное поле
	Кварц-халькопиритзолото-полиметаллическая (висмутоносная)	Беица, Бихор, Юлешти-Валеа факулуй. Изворул-Бихорулуй, Бокша	—	Зидаревское и Бакаджиское рудные поля
Апоскарновая медно-молибденово-полиметаллическая	Скарново-халькопирит-молибденитщелитовая	Молдова Ноуа—Суворов, Оравица Саска, и др.	—	Малко тырново
	Скарново-полиметаллическая с висмутом	Рускица І, Догнеча, Валя-Сака, Беица и др.	—	—

Продолжение

Главные минералы	Промышленные элементы	Рудовмещающие породы	Связь с магматизмом	Генезис
Пирит Халькопирит, пирит Пирит, халькопирит, халькозин, борнит, энаргит, тетраэдрит, бетехтинит, неодигенит, лусанит, ковеллин, теннантит, галенит, сфалерит, золото, серебро, электриум	алуниты	андезиты Андезитовые туфы, дациты, дацитовые туфы, зоны, контакта дацитов с анадезитами	Андезит-дацитовым Андезит-дацитовым	Вулканогенно-осадочный (?), вулканогенно-гидротермально метасоматический
Пирит, халькопирит, молибденит, магнетит, (калиевый полевой шпат, цеолиты)		Кварц-монодиориты, кварцевые диориты, филлиты	Субвулканическими диоритами, гранодиоритами, кварц-диоритами	Гидротермальный и шильно-метасоматический
Пирит, халькопирит, (алунит, кварц, серицит, динит, ангидрит, гипс, цеолиты)		Андезиты и их пирокластиты, кварцдиоритовые порфириды		
Пирит, халькопирит, молибденит, магнетит (пироксены, гранаты, энидот)		Граниты, Гнейсы, сланцы с прослойками известняков и мраморов	Субвулканической стадией гранодиоритового-сиенито-диоритового магматизма	гидротермальный метасоматический и поднятия трещин
Халькопирит, молибденит, пирит (кобальтоносный), магнетит, спекулярит.		Андезиты, андезито-базальты, латиты, трахиты и их пирокластиты		
Халькопирит, пирит, спекулярит, борнит				
Халькопирит, пирит, сфалерит, галенит, золото, висмутинит, серебро			Интрузивной гранитоидной фазой	Контактово-метасоматический
Магнетит, халькопирит, пирит, молибденит, шеелит, бисмутинит		Граниты, гранодиориты, залегающие в мезозойских сланцах. Содержащих прослойки мраморов		
Сфалерит, галенит, халькопирит, пирит, молибденит, висмутинит и др.				

— В развитии рудообразовательных процессов меднопорфировых месторождений выделяются три стадии — предрудная, характеризующаяся гидротермальными изменениями вмещающих пород, рудная — охватывающая отложения пирита, молибденита, халькопирита, сфалерита и др. сульфидов в виде прожилков и вкрапленности, и послерудная, во время которой происходит наложение ангидрит-гипсовой и карбонат-цеолитовой минерализации на сульфидные минералы.

— Во всех месторождениях устанавливается единая последовательность образования минерально-парагенетических ассоциаций, но они неравнозначно проявлены в различных субформационных типах месторождений [3].

— Температурные условия формирования меднопорфировых месторождений для промышленной медной и молибденовой минерализаций находятся в интервале 340—240°C и являются более высокотемпературными для медно-порфирово-скарнового субформационного типа и самыми низкими — для медно-порфи-алунитового типа.

ЖИЛЬНАЯ МЕДНО-ЗОЛОТО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКАЯ ФОРМАЦИЯ

В этой рудной формации объединены сложные по составу жильные месторождения со взаимными переходами между ними в пределах отдельных рудных районов или рудных полей. Среди них можно выделить разнообразные по составу рудные жилы, которые с известной условностью нами объединяются в следующие субформационные или минералогические типы месторождений: 1) кварц-пирит-халькопиритовый (вырлибрежский тип), 2) кварц-пирит-молибденит-халькопиритовый (росенский тип), 3) кварц-халькопирит-золото-полиметаллический, висмутоносный (бакаджикский тип).

Месторождения жильной медно-золото-полиметаллической формации пространственно приурочены к фланговым частям Банат-Среднегорской зоны [2] и отсутствуют в центральной ее части. На самом северном фланге зоны на территории Румынии в рудном районе Бенца-Бихор установлен ряд рудных жил и линейных зон с медно-золото-полиметаллическим оруденением, ассоциирующим со скарновыми месторождениями. Среди них можно отметить медно-золото-полиметаллические с серебром рудные жилы в одноименном месторождении Бенца-Бихор, а также аналогичное по составу жильное оруденение в месторождениях Юлешти-Валеа Факулум, Изворул-Бихорулуй и др. [29]. В Банатском районе известна барит-полиметаллическая жила Бокша с халькопиритом и золото-серебряной минерализацией, а в Южных Карпатах — жильное месторождение Турну-Руени, сложенное в основном пиритом, халькопиритом, пирро-

Продолжение

Главные минералы	Промышленные элементы	Рудовмещающие породы	Связь с магматизмом	Генезис
Пирит Халькопирит, пирит Пирит, халькопирит, халькозин, борнит, энаргит, тетраэдрит, бетехтинит, неодигенит, лузанит, ковеллин, теннантит, галенит, сфалерит, золото, серебро, электрум	алуниты	андезиты Андезитовые туфы, дациты, дацитовые туфы, зоны, контакта дацитов с анадезитами	Андезит-дацитовым Андезит-дацитовым	Вулканогенно-осадочный (?), вулканогенно-гидротермально метасоматический
Пирит, халкопирит, молибденит, магнетит, (калиевый полевой шпат, цеолиты)		Кварц-монцодиориты, кварцевые диориты, филлиты Андезиты и их пирокластиты, кварцдиоритовые порфириты	Субвулканическими диоритами, гранодиоритами, кварц-диоритами	Гидротермальный и шильно-метасоматический
Пирит, халькопирит, молибденит, магнетит (пироксены, гранаты, энидот)		Граниты, Гнейсы, сланцы с прослойками известняков и мраморов		
Халькопирит, молибденит, пирит (кобальтоносный), магнетит, спекулярит.		Андезиты, андезито-базальты, латиты, трахиты и их пирокластиты	Субвулканической стадией гранодиоритового-сиенито-диоритового магматизма	гидротермальный метасоматический и полнения трещин
Халькопирит, пирит, спекулярит, борнит Халькопирит, пирит, сфалерит, галенит, золото, висмутинит, серебро				
Магнетит, халькопирит, пирит, мсланденит, шеелит, висмутинит Сфалерит, галенит, халькопирит, пирит, молибденит, висмутинит и др.		Граниты, гранодиориты, залегающие в мезозойских сланцах. Содержащих прослойки мраморов	Интрузивной гранитоидной фазой	Контактово-метасоматический

— В развитии рудообразовательных процессов меднопорфировых месторождений выделяются три стадии — предрудная, характеризующаяся гидротермальными изменениями вмещающих пород, рудная — охватывающая отложения пирита, молибденита, халькопирита, сфалерита и др. сульфидов в виде прожилков и вкрапленности, и послерудная, во время которой происходит наложение ангидрит-гипсовой и карбонат-цеолитовой минерализации на сульфидные минералы.

— Во всех месторождениях устанавливается единая последовательность образования минерально-парагенетических ассоциаций, но они неравнозначно проявлены в различных субформационных типах месторождений [3].

— Температурные условия формирования меднопорфировых месторождений для промышленной медной и молибденовой минерализаций находятся в интервале 340—240°C и являются более высокотемпературными для медно-порфирово-скарнового субформационного типа и самыми низкими — для медно-порфиру-алунитового типа.

ЖИЛЬНАЯ МЕДНО-ЗОЛОТО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКАЯ ФОРМАЦИЯ

В этой рудной формации объединены сложные по составу жильные месторождения со взаимными переходами между ними в пределах отдельных рудных районов или рудных полей. Среди них можно выделить разнообразные по составу рудные жилы, которые с известной условностью нами объединяются в следующие субформационные или минералогические типы месторождений: 1) кварц-пирит-халькопиритовый (вырлибрежский тип), 2) кварц-пирит-молибденит-халькопиритовый (росенский тип), 3) кварц-халькопирит-золото-полиметаллический, висмутоносный (бакаджикский тип).

Месторождения жильной медно-золото-полиметаллической формации пространственно приурочены к фланговым частям Банат-Среднегорской зоны [2] и отсутствуют в центральной ее части. На самом северном фланге зоны на территории Румынии в рудном районе Бенца-Бихор установлен ряд рудных жил и линейных зон с медно-золото-полиметаллическим оруденением, ассоциирующим со скарновыми месторождениями. Среди них можно отметить медно-золото-полиметаллические с серебром рудные жилы в одноименном месторождении Бенца-Бихор, а также аналогичное по составу жильное оруденение в месторождениях Юлешти-Валеа Факулум, Изворул-Бихорулуй и др. [29]. В Банатском районе известна барит-полиметаллическая жила Бокша с халькопиритом и золото-серебряной минерализацией, а в Южных Карпатах — жильное месторождение Турну-Руени, сложенное в основном пиритом, халькопиритом, пирро-

тином, с примесями молибденита и ковеллина. Рудные жилы в Беица-Бихорском и Банатском рудных районах ассоциируют с дайками микродиоритов, андезитов и банатитовыми малыми интрузиями и принимаются как верхнемеловые-палеоценовые.

В противоположном, самом восточном, конце Банат-Среднегорской зоны, в Бургасском рудном районе на побережье Черного моря находятся ряд жильных месторождений медно-золото-полиметаллической формации, которые приурочены к четырем вулканоплутоническим центрам позднемелового возраста. Центральная часть этих вулканоплутонических структур сложена гиабиссальными или субвулканическими телами диоритового или монцонит-диорит-сиенитового состава, которые обрамлены андезитовыми, трахиандезитовыми (до трахибазальтовых) и базанитовыми вулканогенными породами и их вулканокластическими разностями. Последние разорваны субвулканическими телами и дайками диоритовых (до монцонит-сиенитовых) порфиритов, заполняющими концентрические (Вырли Бряг) или радиальные разломы (Росен). Рудные жилы обычно заполняют радиальные и концентрические разломы и трещины оперения вокруг них или расположены на контакте с дайками. Встречаются и секущие вулкано-интрузивные жилы (Зидарово). Они залегают преимущественно среди вулканогенных пород.

Все жильные месторождения Бургасского района пространственно обособлены в четырех рудных полях, включающих несколько десятков рудных жил, различающихся по структурным особенностям и минералогическому составу: 1) Вырлибряжское рудное поле с кварц-карбонатными пирит-халькопиритовыми жилами, 2) Росенское рудное поле с кварц-карбонатными халькопирит-пирит-молибденитовыми жилами с магнетитом, спекуляритом, шеелитом и кобальтоносным пиритом, 3) Зидаровское рудное поле и 4) Бакаджикское рудное поле с более сложным кварц-халькопирит-золото-полиметаллическим составом и висмутовой минерализацией. Структурные и минералого-парагенетические особенности этих рудных полей охарактеризованы рядом исследователей и в обобщенном виде приведены в следующих монографиях [14, 13, 20, 21]. Л. Василевым установлена региональная зональность в развитии медно-рудной минерализации жильного типа в пределах Бургасского рудного района, заключающаяся в изменении состава рудных жил от медно-молибденового к медному и медно-золото-свинцово-цинковому с висмутом с востока на запад [10].

АПОСКАРНОВАЯ МЕДНО-МОЛИБДЕНОВО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКАЯ ФОРМАЦИЯ

Рудные месторождения этой формации распространены на флангах зоны. Они давно известны в Банатском и Бихорском

рудных районах в Румынии и в Малкотырновском районе юго-восточной части Болгарии. Среди скарновых месторождений верхнемелового возраста на территории Румынии в Банатском рудном районе следует отметить Молдова Ноуа — Суворов, Саска Монтана Циклова, Варад и другие, а в Бихорском рудном районе — Бенца Бихор, Бейтоара, Будуреаса, Изворул — Бихорулуи и другие. В Малкотырновском районе Болгарии находятся месторождения Бырдцето, Пропада, Градицето, Младеново и ряд рудопроявлений скарново-медно-рудного типа. Характерные особенности этих месторождений даны в работах ряда исследователей [9, 23, 24, 33, 29, 13 и др.].

Месторождения с известной условностью можно разделить на два субформационных типа: скарново-халькопирит-молибденит-шеелитовый висмут и скарново-полиметаллический с висмутом и золотом. Первый развит преимущественно в Малкотырновском районе, тогда как второй имеет более широкое распространение в Бихорском и Банатском рудных районах.

Скарново-медные месторождения Малкотырновского района приурочены к контактовым зонам одноименного плутона, введенного в мезозойские и палеозойские кристаллические сланцы и мрамора. Под воздействием габбро-монцодиоритовых интрузивов формировались магнезиальные и известковые скарны с магнетитом и спекуляритом. С более поздними фазами магматизма, выраженными гранодиоритами и гранитами, связано медно-молибденово-шеелитовое оруденение, наложенное на скарны. Скарны представляют собой породы андрадит-гроссулярового и пироксенового состава, содержащие форстерит, волюстенит, скаполит и другие минералы. Главными рудными компонентами, отложенными в гидротермальную апоскарновую стадию, являются халькопирит, борнит, молибденит, шеелит, магнетит, спекулярит и редко встречающиеся сфалерит, галенит, бисмутинит, айкинит, галеновисмутинит, витихенит, теннантит, тетраэдрит и др. [1]. Промышленное значение имеют Cu, Mo, W и Bi, попутно могут извлекаться Cd, Co, As, Sn, Se, Au, Ag.

Апоскарновые медно-полиметаллическо-висмутовые с золото-серебряной минерализацией месторождения распространены наиболее широко в Бихорском и Банатском районах. Рудные тела имеют неправильную гнездовидную, пластообразную или столбообразную форму и представлены прожилками, гнездами и вкрапленностью среди скарнов. Скарны имеют магнезиальный, апомагнезиальный и известковый состав. С магнезиальными скарнами связана борная и магнетитовая минерализация. Гидротермальное оруденение имеет значительно более сложный состав [33, 24]. Возраст рудоносных банатитов рубидий-стронциевым методом определен в 60 млн. лет.

Руды отдельных месторождений относятся к свинцово-цинковой, свинцово-цинково-медной, молибден-висмутово-шеелитовой,

вой, медно-висмутово-шеелитовой или золото-серебряной рудным субформациям.

РУДНОФОРМАЦИОННАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Вдоль Банат-Среднегорской зоны автором установлена симметричная металлогеническая зональность, выраженная в изменении состава рудных месторождений от центральной к периферическим ее частям [2]. Аналогичная зональность устанавливается и размещением различных формационных типов верхнемеловых месторождений меди. Она характеризуется тем, что в центральной части зоны (в секторе от Панагюрско-Етропольского до Тимок-Майданпекского рудных районов на территориях Болгарии и Югославии) месторождения медно-колчеданно-полиметаллической формации (Бор. Елшица, Радка, Челопеч) связаны с андезит-дацитовым вулканизмом. В этой части зоны находятся и самые крупные меднопорфировые месторождения (Медет, Асарел, Елаците, Велики Кривел, Майданпек). Последние распространены и на фланговых частях зоны, где представлены медно-порфирово-скарновыми месторождениями (Молдова Ноуа, Циклова и др. в Румынии, Прохорова и Малко Тырново в Болгарии).

Месторождения жильной медно-золото-полиметаллической и апоскарновой медно-молибдено-полиметаллической формации с W, Bi, Au и Ag распространены исключительно на флангах зоны, в Банатском и Бихорском районах Румынии и в Бургаском и Малкотырновском районах Болгарии. Таким образом, в распространении меднорудных формационных и субформационных месторождений в Банат-Среднегорской металлогенической зоне выявляется зеркально-симметричная зональность, выражающаяся в приуроченности медно-колчеданных и медно-колчеданно-полиметаллических месторождений к центральной части зоны, а жильных медных и апоскарновых медно-молибдено-полиметаллических — к фланговым ее частям.

Месторождения меднопорфировой формации распространены на протяжении всей зоны, но и здесь наблюдается известная закономерность в размещении субформационных типов месторождений. Меднопорфировые месторождения медетского и асарельского субформационных типов развиты преимущественно в центральной части зоны, тогда как медно-порфирово-скарнового или прохоровского типа занимают периферические ее части.

Установленная зональность имеет значение для регионального прогнозирования. Исходя из нее центральную часть зоны (от Панагюрско-Етропольского до Бор-Майданпекского рудных районов) следует отнести к более перспективной для поисков новых медноколчеданных и меднопорфировых месторождений,

тогда как фланговые части зоны перспективны для поисков месторождений жильных и скарновых медно-полиметаллического и медно-порфирово-скарнового субформационных типов. В связи с этим следует провести более детальные поисковые работы на участке между Панагюрско-Етропольским и Бор-Майданпекским рудными районами для выявления новых медно-колчеданных и меднопорфировых месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Атанасов В., Бонев И. Върху бисмуновата минерализация в медните и медно-железните находища от Малкотърновското рудно поле. Спис. Бълг. геол. д-во, 40, 2, 1979.
2. Богданов Б., Металлогения Банат-Среднегорской зоны. — В кн.: 30 години ВМГИ, т. 1, Год. ВМГИ, т. XXIX, 2, Геология, 1983.
3. Богданов Б. Субформационни типове и генетични особености на медно-порфирните находища в България. — Рудообр. проц. и минер. нах., 19, София, 1984.
4. Богданов Б., Богданова Р. Текстури особености на масивните пиритни руди в Панагюрския район като критерии за техния генезис. — Изв. ГИ, сер. руд. и неруд. п. и. София, 22, 1973.
5. Богданов Б., Богданова Р. Минерални парагенези в медно-пиритните находища от Панагюрския руден район. — София, Минералогенезис, 1974.
6. Бончев Е., Проблеми на българската геотектоника. — София, Техника, 1971.
7. Бончев Е. Главни особености геологического строения Болгарии. Двенадцат рудн. местор. Болгарии. — София, БАН, 1974.
8. Бончев Е., Разломната мрежа на България в един възможен мобилистичен тектонски модел. — Сб., 25 год. СМГИ, 1978.
9. Василев Л., Стайков М., Иванова-Панайотова В., Начев Хр. Скарни и руди в ореола на Малкотърновския плутон. — В Сборник в чест на акад. И. Йовчев. — София, 1964.
10. Василев Л., Станишева-Василева Г. Регионална вертикална зоналност на хидротермалните орудявания в Бургаския синклиний. — Спис. на Бълг. геол. д-во, 33, 2, 1972.
11. Димитрова Е., Бахнева Д., Маврудчиев Б., Каменов Б. Магматическите формации Болгарии. 1975.
12. Карамата С. Геохимическе, петролошке металогениске провинцие кредно-терциерне старости дела Балканской полуострова и Мале Азине. — Подс. изд. САНУ, 125, Отдел прир.-математ. наука, 42, Белград, 1974.
13. Магматизм и металлогения Карпато-Балканской области. Ред. Б. Богданов и Е. Димитрова. — София, Изд. Болг. акад. наук, 1983.
14. Рудные формации Карпато-Балканской области. Ред. Л. Эггель. — М.: Недра, 1978.

15. Твалччелидзе Г. А. Рудные провинции мира (Средиземноморский пояс) — М., Недра, 1972.
16. Твалччелидзе Г. А. Металлогенические особенности главных типов вулканических поясов. — М., Недра, 1977.
17. Твалччелидзе Г. А., Богданов Б., Варчек Ц. Сравнительная металлогеническая характеристика Кавказа, Балкан и Карпат. — В кн.: Магматизм и металлогения Карпато-Балканской и Кавказской складчатой области. М., Наука, 1984.
18. Bogdanov, B., Metallogeny of the Sredna Gora zone in the context of Plate tectonics.—In: Metallogeny and plate tectonics in the NE Mediterranean. Univer. Belgrade. 1977.
19. Bogdanov, B., Massive sulphide and porphyry copper deposits in the Panagjurishte district, Bulgaria.—In: Int. Symp. „The European copper deposits“, Belgrade. 1980.
20. Bogdanov, B. Bulgaria.—In: „Mineral Deposits of Europe“, Miner. Soc. and Inst. of Mining and Metal., London, 1981.
21. Bogdanov, B. Hydrothermal systems of massive sulphide, porphyry-copper and vein copper deposits of Sredna Gora zone in Bulgaria. 1984.
22. Bonchev, E. Lineament-geosynclinal zones — zones of impermanent riftogenesis.—Geol. Balc., 6, 1, 1976.
23. Cioflica, G., Vlad, S., Volanschi, E., Stoici, S. Skarnele magneziene cu mineralizatiile asociate de la Baita Bihorului. St. Secr. geol., geofiz., geogr., Geology, 22, Bucuresti. 1977.
24. Cioflica, G., Vlad, S., Vlad, C. Magmatizmul Laramic si metasomatoza asociata de la Ciclova (Banatul de Sud).—Anal. Univ. Bucuresti, XXIX, 1980.
25. Ianovici, V., Vlas, S., Borcos, M., Bostnescu, S. Alpine porphyry copper mineralization of West Romania.—Miner. Deposita (Berl.), 12, 1977.
26. Jankovic, Si. Major Alpine metallogenic units in the NE Mediterranean and concept of plate tectonics.—In: Metallogeny and plate tectonics of NE Mediterranean. Univ. Belgrade, 1977.
27. Jankovic, Si. Ore-deposits types and major copper metallogenic units in Europe.—In: „European Copper Deposits“, Belgrade, 1980.
28. Lowell, J., Guilbert, J. Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits.—Econ. Geol., 1970.
29. Map of the Mineral Resources of Romania. Geol. atlas 1:1000000, Explanatory Note. Ministry of Geology, Ins. of Geol. and Geophysics, and edition, Bucharest, 1984.
30. Milicic, M., Grujicic, B. Metallogenic features of the Bor ore district.—In: Int. Symp. „European copper deposits. Guide for excursions“, Bor, 1979.
31. Nachev, I. On the Upper Cretaceous model in the Srednogorie zone.—Comp. rend Ac. Bulg. Sci., 1978.
32. Popov, P. Magmotectonic features of the Banat-Srednegorie belt.—Geol. Balc., 1981, 11, 2.

33. Savu, H. Evolution du magmatisme Laramien dans les Mont Apuseni et la metallogenie associee.—Rev. Roum. Geol., Geophys., Geogr.; Geologie, 1976, 20, 1.
34. Sillitoe, R. the Carpathian-Balkan porphyry copper belt—a Cordilleran perspective.—In: „European copper deposits“, Belgrade, 1980.
35. Spasov, T., Milivojievic, S. Porphyry copper deposit Majdanpek.—In: Int. Sym. „European copper deposits“, Guide for excursions, Bor, 1979.
36. Stanisheva—Vassileva, G. The Upper Cretaceous magmatism in Srednogorie zone, Bulgaria: A classification attempt and some implications.—Geol. Balc. 1980, 10, 2.
37. Vassileff, L., Stanisheva-Vassilieva, G. Metallogeny of the Eurasian Copper Belt: Sector Bulgaria.—Geol. Balc. 1981, 11, 2.
38. Vlad, S. Monoascendent and polyascendent porphyry copper system.—Rev. Roum. Geol., Geophys., Geogr.; Geologia 23, 1981.
39. Vlad, S. Geologia Zacamintelor Porphyry copper.—Acad. Repub. Social. Romania, Bucuresti, 1983.

ПОЛОЖЕНИЕ ОФИОЛИТОВЫХ ЗОН В СТРУКТУРЕ
МАЛОГО КАВКАЗА И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ИХ
РУДОНОСНОСТИ

Вопросы тектоно-магматической эволюции и рудоносности офиолитовых поясов Передней Азии и других регионов в сфере научных интересов одного из выдающихся исследователей в области металлогении Г. А. Твалчрелидзе занимают немаловажное место и в силу исключительной актуальности заслуживают дальнейшей углубленной разработки.

За последние два десятилетия представления о тектонической зональности и положения офиолитовых поясов Малого Кавказа претерпели существенные изменения, в первую очередь, ввиду активного вторжения плитотектонических идей в региональную геологию и геофизику. Севанский офиолитовый шов Малого Кавказа динамичной историей формирования рассматривается как важнейший радиальный литосферный раздел между Гондваной на юге и Евразией на севере. Он же отмечает отмирание коры океанического типа, по крайней мере, с палеозоя до коллизии континентальных окраин (и северной, и южной) в позднемеловое время. Основные споры возникают вокруг вопроса о том, насколько значительными были впадины с корой океанического типа и сопоставимы ли они по масштабам, морфологии и геодинамике с современными океанами или же это была система узких трогов красноморского типа, разделенных областями с континентальным типом коры. Новые геологогеофизические данные по региону в целом и, прежде всего, обнаружение, помимо ранее известной Севанской офиолитовой зоны, еще двух офиолитовых зон — Зангезурской и Вединской [6, 15] настоятельно требуют пересмотра ранних тектонических схем. В глубинной части разреза коры, по сейсмическим данным, указанные офиолитовые зоны представляют собой крутопадающие узкие зоны (без латеральных поверхностей расслоения), которые достигают верхней мантии и простираются в нее со смещением до 2—4 км по вертикали границы Мохо. Глубинным структурам такого типа, выявленным в целом ряде пересечений офиолитовых зон региона [9, 4], свой-

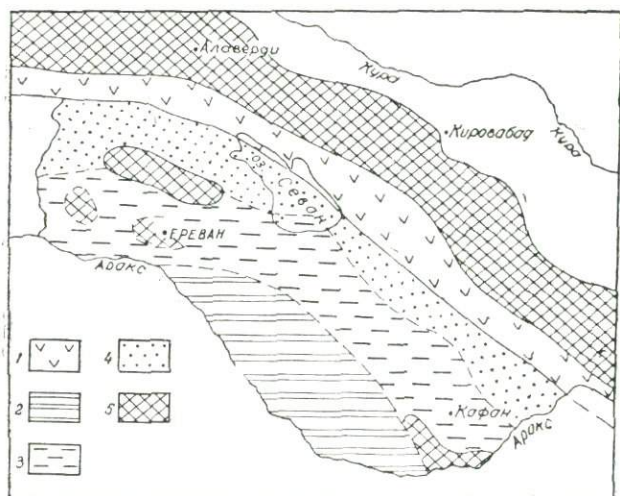
ственен тип сейсмического разреза, существенно отличный от слоистого разреза коры, промежуточной между офиолитовыми зонами или сутурами, а особенности типов и рядов формаций фанерозоя (стратифицированных и магматических — промежуточных между офиолитовыми сутурами зон) поразительно своеобразны, что не оставляет сомнений в принципиально иной истории геологического их развития в фанерозое, сравнительно с зонами, типично офиолитовыми. Соответственно рудные формации (частный случай геологических формаций) имеет в этих зонах также свои яркие особенности и парагенезисы. Наконец, новые представления о тектонической зональности региона опираются на новые результаты изучения геологии древнего метаморфического фундамента Малого Кавказа [2, 13]. Преимущественно антикавказская (близмеридиональная) структурно-фациальная зональность, полиметаморфизм, двучленность разреза, наличие в верхней части зеленокаменно измененных вулканитов, вмещающих синтектонические ультрабазиты, и, наконец, последние данные о наличии в регионе, помимо байкальского и герцинского метаморфического комплекса — приобретают важнейшее значение для рассматриваемой проблемы тектонического районирования. Имеются ли антикавказские дислокации в строении офиолитовых зон — один из спорных вопросов геологии этих зон. Протяженность ряда антикавказских структур, фрагментарно прослеживаемых от одной тектонической зоны в другую, могут и не быть коррелируемыми ввиду крупных сдвиговых перемещений вдоль глубинных разломов общекавказского простирания в мезозое. Тем не менее, следует признать тот факт, что по всему Тавро-Кавказскому региону докембрийские мегаструктуры имеют близмеридиональное (антикавказское или уральское) простирание и это находит отражение как в кулисообразном эшелонировании мезо-кайнозойских складчатых структур, обычно северо-восточного или восток-северо-восточного простирания (например, структуры II порядка в Сомхето-Карабахской и Еревано-Ордубадской зонах), так и в четкообразном и торцовом сочетании брахиформных складок в тектонических зонах общекавказского простирания, пересекающихся с докембрийскими структурами (Арзакан-Апаранский район).

В рамках данной статьи ставится задача акцентировать внимание на значении офиолитовых сутур, как реликтов некогда существовавших обширных впадин с новообразованием в их пределах коры океанического типа. Разобщенные офиолитовыми прогибами блоки континентально-корового строения объединяются в зоны, которые в рассматриваемой схеме относятся к комплексу обрамления. Офиолитовые зоны в современной структуре представлены сильно деформированными стратифицированными (местами до стадии меланжа), а также и протрузивно-интрузивными формациями, причем сокращение ширины

первичных трогов достигает от нескольких десятков до первой сотни процентов.

Прежде чем перейти к разбору офиолитовых зон, необходимо в краткой форме изложить наиболее важные вехи доофиолитовой геологической истории. Такой экскурс становится особенно необходимым в свете новых достижений в геолого-геофизической изученности смежных регионов Кавказа, Малой Азии и Ирана.

Рассмотрим план развития фаций и мощностей средне-верхнепалеозойских и согласно пластуемых с ними триасовых отложений региона, которые ныне наиболее полно изучены в зоне выходов максимальных их мощностей на юго-западе (рис. 1). Обратим внимание на резкое уменьшение их мощностей западнее междуречья р. р. Раздан и Азат. Существует много данных о том, что западнее и северо-западнее этой зоны



данный комплекс имеет нулевые, а местами лишь сокращенные мощности (данные по скважинам района с. Паракар к западу от Еревана, скв. Р—14) к 3, С—3 от Еревана и результаты геокартирования Цахкунского антиклинория, где древний фундамент несогласно перекрыт мезозойским комплексом. Напротив, на юго-восток зона максимальных мощностей протягивается к Нахичеванской мульде продолжается в С—3 Иран.

Другим важным обстоятельством является наличие ряда признаков существования в пределах Севанского офиолитового шва и по краям эвгеосинклинальных герцинских фаций. Это нижнекарбоновые вулканиты, на Ю—3 крыле Шамхорского антиклинория [7], данные радиологических датировок вулканитов бассейна р. Тертер [8]¹, наконец, результаты геологической корреляции Северо-Анатолийского офиолитового шва, а также разрезов с вулканитами района г. Решта в Иране с Севанской сутурой [3, 6, 16]. Отметим также, что проявление подводного вулканизма в палеозое-триасе отмечается в ряде пунктов гораздо южнее указанной линии раздела эвгеосинклинальных и параплатформенных разрезов. Так, граувакково-вулканическая формация перми установлена в строении С—3 Загроса [19], проявление лав и туфов среди осадочных толщ отмечено в разрезах южнее г. Джульфа (г. Кохэ-Карагез) [23]. Таким образом в пограничной полосе между существенно платформенными разрезами Аравийской плиты и эвгеосинклинальными разрезами Кавказа развиты отложения палеозоя-триаса с весьма прихотливым распределением вулканических и осадочных фаций, что позволяет полагать существование в это время в данной полосе обстановки рассредоточенного рифтогенеза. При этом много данных указывает на то, что эти зоны развития вулканизма в альпийском этапе наследуются офиолитовыми прогибами [19, 6, 16]. Металлогения этих эвгеосинклинальных разрезов остается практически не изученной.

Что касается области преобладания параплатформенных фаций на Малом Кавказе, то здесь интерес представляют бокситоподобные отложения в зоне перерыва между нижним карбоном и нижней пермью, хорошо коррелируемые с аналогичными образованиями верхнего палеозоя восточной и юго-восточной Анатолии [22], имеющими более широкое развитие в Иране. Определенный интерес представляют рutilлсодержащие метаморфизованные кварцевые песчаники (метакварциты), часто косослонистые, относящиеся к зонам сокращенных мощностей и датированные низами карбона. Однако гораздо более перспективна эта область параплатформенных отложений в отношении неметаллических полезных ископаемых — кварцитов, фосфоритов,

¹ Возраст альмандиновых амфиболитов (Rb/Sr) у г. Амасия по известным данным 330 ± 42 млн. лет.

химически чистых известняков, облицовочных и строительных материалов.

Юрские отложения залегают в этой области на палеозойских и триасовых резко несогласно и представлены базальтами и пирокластолитами лейаса, карбонатно-терригенными отложениями байоса-келловоя. Однако масштабы проявления раннеюрского толентового вулканизма [11] остаются недостаточно изученными. Вероятно, сокращение мощностей к северо-западу от сел. Азнаберд завершается у Джерманисского поднятия полным выклиниванием всего юрского комплекса, который отсутствует западнее, уже в бассейне р. Веди (рис. 2).

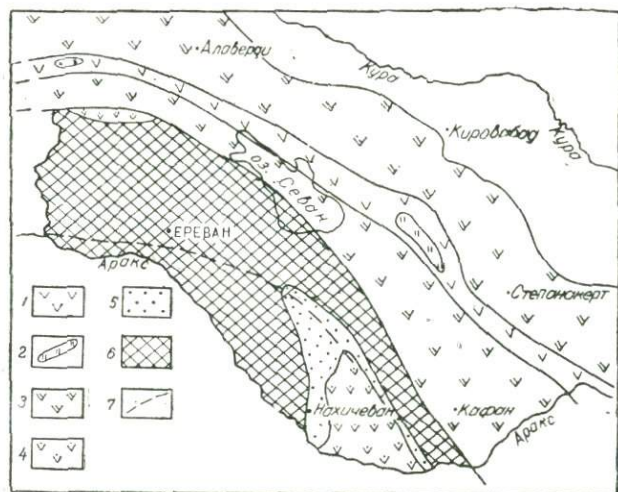


Рис. 2. Тектоническая схема Малого Кавказа в юрское — раннемеловое время

- 1 — сравнительно глубоководный вулканический прогиб, 2 — участки развития офиолитовой ассоциации (неполной), 3 — зона развития мелководного известково-щелочного вулканизма (островодужного типа), 4 — приразломная зона преимущественно толентового базальтоидного вулканизма, 5 — терригенный мелководный прогиб, 6 — поднятия, 7 — глубинные разломы

Наиболее крупный вулканический прогиб сформировался в юре на севере региона, охватив пространство к северо-востоку от поднятий фундамента Цахкунского массива, Гегамского хребта и Мегринского антиклинория. Таким образом, обособились две зоны вулканизма — северная и южная, разобщенные

поднятиями эпибайкальского основания Цахкунк-Зангезурской зоны (некоторое исключение здесь составляют вулканиты Апаранского и Алагезского районов, чередующиеся с аркозовыми песчаниками и сланцами лейаса с остатками хвощей и пропластками розовых известняков). Мало данных об истории развития северного прогиба в лейасе. Терригенные толщи лейаса Лока и базальтово-осадочные разрезы верховьев р. Ахум указывают на фациальную (латеральную) их изменчивость и возможность выявления мощного вулканического лейаса со спилитами, формации типа Келкит в восточной Анатолии и во внутреннем Понте [16, 21]. Соответственно будет пересмотрена и оценка перспектив рудоносности глубоких горизонтов юры в структурах, благоприятных на медноколчеданное оруденение (Алавердский антиклинорий и др.). Скорее всего в основании Кафанского антиклинория следует ожидать развитие параплатформенного палеозоя и выше него терригенно-эффузивного лейаса с горизонтами вулканитов типа формации Шемшак в северо-западном Иране. Для решения этого вопроса на первых этапах работ необходимо в этих важнейших рудных районах региона глубокое параметрическое бурение.

Не касаясь деталей металлогенических проблем юрского-нижне-мелового времени, отметим лишь, что, в соответствии с последними данными, сохраняются перспективы поисков медноколчеданного оруденения в погребенных палеоподнятиях байоса, где благоприятно сочетались такие факторы, как литологический, а также фактор разрывной тектоники и ремобилизации рудного вещества при многоэтапно проявленной интрузивной и экструзивной деятельности, включая поздний мел и палеоген.

Совершенно новой является проблема поисков концентраций молибдена в данной зоне. Очевидна связь медно-молибденового оруденения с тоналитовой формацией (месторождения Техут, Хархар и др.), отличающейся существенным образом от Каджаранской монцонит-гранодиоритовой формации.

Коренным образом видоизменяется тектоническая зональность региона на среднемеловом офиолитовом этапе в связи с заложением и развитием наиболее крупных за всю фанерозойскую историю вулканических — офиолитовых в понимании М. В. Муратова [13] прогибов (рис. 3). Между ними теперь располагаются гораздо более узкие зоны коры континентального типа, для которых характерны либо сокращенные в мощности разрезы осадочного типа, либо мощные разрезы базальтово-липаритовой серии; в обоих случаях это мелководные накопления, которые разграничивают область поднятий пород древнего фундамента и нижнемезозойского комплекса.

Говоря об офиолитовых поясах в трансрегиональном плане, следует подчеркнуть важнейшую структурную их особен-

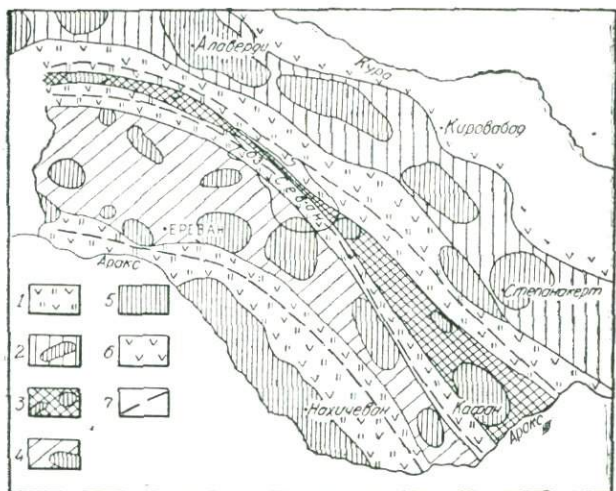


Рис. 3. Тектоническая схема Малого Кавказа в альб-поздне-меловое (доверхненонское) время

1 — офиолитовые прогибы с СВ на ЮЗ: Севанский, Зангезурский, Вединский, 2 — Сомхето-Карабахская зона поднятий и поперечных эффузивно-вулканокластических мелководных прогибов, 3 — Базумо-Кафанская зона поднятий и мелководных преимущественно эффузивно-вулканокластических прогибов, 4 — Анкаван-Мегринская (Шахкунк-Зангезурская) зона поднятий и терригенно-карбонатных мелководных прогибов, 5 — Урц-Джувльфинская зона поднятий и терригенно-карбонатных мелководных прогибов, 6 — Предмалокавказская зона мелководных эффузивно-вулканокластических прогибов, 7 — главные зоны разломов

ность: наличие мощного офиолитового ствола во Внутренней Анатолии — в районе г. Ерзика (Эрзинджан), каскадная дивергенция его по рисунку «конского хвоста» на восток-юго-восток через Малый Кавказ во Внутренний Иран (четыре зоны в Малом Кавказе: на юге Агридагско-Вединская, север — северо-восточнее — Ширакско-Зангезурская с продолжением в Иранском Карадаге, по новым данным М. Берберяна, и в правобережье р. Аракс в районе Мегри-Ахар, еще севернее по дуге Амасия-Фиолетово-Зод-Карабах и условно по дуге Болу-Немберян-Новосаратовка). Траверс от Агридагско-Вединского пояса на юг соединяется с Тавро-Загросским поясом через рай-

он оз. Ван, при этом отмечаются парагенная связь ультрамафитов со среднеловыми отложениями (альб-коньяк), наличие офиолитового флиша (в т. ч. дикого) в отложениях верхнего коньяка, дефицит силы тяжести на десятки миллигал (в редукции Буге), переход офиолитовых трогов в сеноне и палеогене во флишевые (флишондные) трогги, коллизийные движения в конце сенона — начале эоцена, а также в конце палеогена и конце нижнего миоцена.

Офиолитовые прогибы, вместившие продукты мантийного диапиризма и существенно базальтоидного вулканизма, перспективны на ряд металлических полезных ископаемых. Перспективы хромитовосности крупных массивов ультрабазитов при наличии в разрезе дунитов — главных хромитсодержащих пород, наиболее интересны в Севанской зоне, которая, во-первых, коррелируется с хромитоносной Северо-Анатолийской зоной Малой Азии и затем отличается от других офиолитовых зон Малого Кавказа наибольшими размерами ультрабазитовых массивов. Помимо Шоржинского и Джил-Сатанахачского массивов, их глубоких горизонтов, которые еще недостаточно изучены, но обнаруживают скрытые признаки геохимической зональности по соотношению хрома и магния, а также алюминия с возрастанием в хромитах Mg с глубиной [1], определенный интерес представляет западное погребенное продолжение Кариманского массива в бассейне р. Гейсу, маскированное кремнисто-вулканогенной и граувакковой формациями и молодыми оползнями и крупные массивы ультрамафитов в районе Амасии и Калинино. Именно в граувакковой формации бассейна р. Гейсу выявлены крупные валуны и глыбы хромита, указывающие на близрасположенные области размытия и сноса. Поэтому как здесь, так и на других выходах ультрабазитов необходимо провести дополнительные геофизические и буровые работы для вскрытия более глубоких горизонтов крупных массивов ультрамафитов (в первую очередь, дунитов).

Было бы полезным внести ясность и в перспективы обнаружения в разрезе офиолитокластической граувакковой формации, с наличием обогащенных обломочным хромитом пачек и слоев. Наиболее интересны в этом отношении серпентинитокластические разности офиолитокластов (район сел. Ипьяк, бассейн р. Тутхун и др.). В целом меньшие перспективы поисков хромитов имеют Зангезурская и Вединская офиолитовые зоны, где крупные массивы ультрабазитов отсутствуют. Касаясь вопроса межрегиональной корреляции, следует иметь в виду, что малокавказские зоны остаются вне высокохромитового южного Таврского офиолитового пояса (зоны) с месторождениями-гигантами типа Керсанта-Позанта и др., а также расположенного севернее месторождения Гулеман.

Офиолитовые разрезы региона частично перспективны в отношении медного оруденения. По крайней мере ряд факторов указывает на это, в их числе признаки контрастной дифференциации продуктов офиолитового вулканизма, прямые признаки медного оруденения (халькопирит, самородная медь), высокие кларковые содержания главных типов базальтов и радиоларитов кремнисто-вулканогенной формации на медь, наконец, значительны суммарные мощности продуктов вулканизма (не менее 400 м). Малокавказские офиолитовые разрезы, конечно, несопоставимы с кипрскими и апеннинскими, включающими стратифицированные сульфидные руды меди в составе обособленной от ультрабазитов внизу и силицитов — наверху собственно базальтовой формации (с шиттед-комплексом и без него). В малокавказском разрезе имеется чередование силицитов и вулканитов, а ультрабазиты (серпентинизированные) местами протрузивно внедряются на разных уровнях в более молодые формации надофиолитового чехла. Поэтому здесь более правдоподобны аналогии с месторождением Анарек в Иране или Ергани (Аргани у армянских историков древности) в системе Армянского Тавра. Так или иначе, нужны специальные поисковые работы в областях развития пород офиолитовой ассоциации для выяснения перспектив на медь в регионе.

За последние годы существенно пополнились представления о марганценосности офиолитовых разрезов: находки проявлений окисных руд марганца на Арегунийском (бассейн р. Саринар) и на Базумском хребтах, обоснование принадлежности части проявлений марганца в бассейне р. Агандзугет в Зангезуре к офиолитовой зоне [6, 15, 17], наконец, выявление мощных пачек марганцевистых силицитов в разрезе кремнисто-вулканогенной формации офиолитовой серии — все эти данные, наряду с известными проявлениями марганца в мелководных эффузивно-вулканокластических формациях Сомхето-Карабахской и Базумо-Кафанской тектонических зон, позволяют заново подойти к проблеме марганценосности мезозойских и отчасти палеоген-миоценовых формаций [20].

За наиболее крупной в фанерозое трансгрессией моря в верхнем сенеоне и накоплением довольно однообразных толщ пелитоморфных известняков следует регрессия в дании-палеоцене, отчасти раннем эоцене и последующий этап трансгрессии и формирования флишевых прогибов среднего—позднего эоцена. Среди них довольно четко обособляются прогибы с огромным объемом пирокластического и отчасти эффузивного лавового материала, которые достаточно определенно наследуют края офиолитовых сутур (рис. 4) и включают мощные толщи зеленых туфов. Эти прогибы протягиваются на многие сотни километров в Анатолию и в Иран (формация Карадж) и включают концентрации медноколчеданных, серноколчеданных и по-

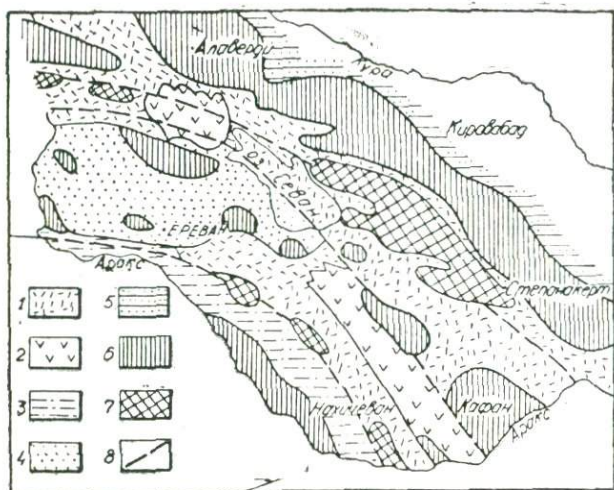


Рис. 4. Тектоническая схема Малого Кавказа в палеогене
 1 — флишеидные умеренноглубоководные, осадочно-пирокластические и вулканогенно-терригенные приразломные мелководные и сравнительно глубоководные прогибы, 2 — вулканические прогибы с интенсивным проявлением субвулканического магматизма, 3—4 — флишевые прогибы: 3 — терригенно-карбонатные мелководные приразломные прогибы, 4 — карбонатно-терригенные мелководные прогибы, наложенные на зону поднятий срединных массивов, Анкаван-Мегринскую (Цахкун-Зангезурскую), 5 — терригенно-карбонатные мелководные прогибы, участками с проявлением вулканизма (предмалокавказская Куринская зона), 6 — устойчивые поднятия, 7 — новообразованные поднятия, преимущественно офиолитовые, 8 — зоны разломов

лиметаллических руд. В формации же Карадж во внутреннем Иране имеется ряд месторождений и проявлений медно-молибденовых руд в ассоциации с гранитоидными интрузиями. В Вединской зоне определенно намечается полярность размещения осадочно-пирокластических накоплений вдоль северо-востока офиолитовой сутуры, тогда как юго-западный край ее выполнен маломощными осадочными флишеидными отложениями (Шагапская синклиналь и др.).

Офиолитовые сутуры, отмеченные серпентинизированными ультрабазитами, которые в западном сегменте Севанской офиолитовой зоны имеют форму крутопадающих маломощных тел,

в зонах контакта с отложениями палеогена играют роль своеобразных экранов для рудоподводящих растворов (Арманисское, Желтореченское месторождения).

Принципиально новым тектоническим элементом на палеогеновом этапе являются крупные наложенные на поднятия фундамента флишевые прогибы в западном сегменте т. н. центральной складчатой зоны региона. Эти отложения не ассоциируют с продуктами эффузивного вулканизма и некоторый интерес представляют в отношении нефтегазоносности и водоносности.

Формации орогенного этапа представлены молассами, включающими в юго-западных районах края эвапориты, а также своеобразными вулканическими молассами и мощными собственно вулканическими лавовыми, вулканокластическими и экструзивными образованиями (рис. 5). В этом ряду особо интересно формирование мощного, но узкого молассового прогиба вдоль юго-западного борта Севанского хребта с продолжением

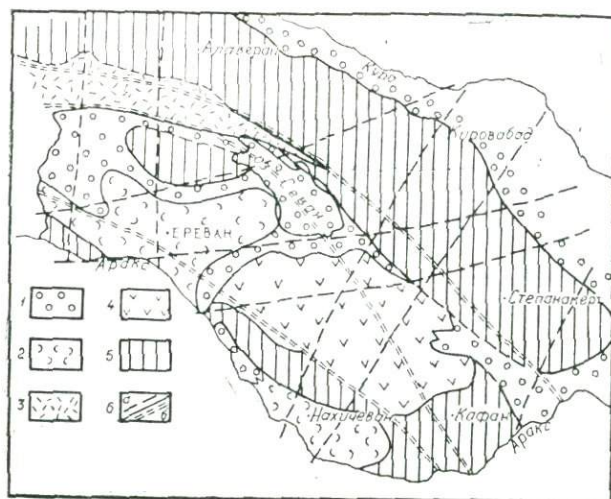


Рис. 5. Тектоническая схема Малого Кавказа в миоцене — нижнем плиоцене. 1 — молассовые прогибы (Предмалокавказский и др.), а также краевые молассы эвапоритовых прогибов, 2 — молассово-эвапоритовые прогибы (гипсоносно-соленосные), 3 — терригенно-пирокластические угленосные лагуны накопления, 4 — наземные, озерные и лагунные вулканические, вулканогенно-молассовые участки — молассовые образования, 5 — устойчивые поднятия, 6. а) главные зоны разломов, б) линеамента, выявленные преимущественно дистанционными методами

на юго-восток в бассейне р. Акера и отчасти на северо-запад в долины р. р. Дзкнагет и Мармарик, т. е. опять таки имеет место наследование структурного рисунка, заложенного возникновением офиолитовых зон в пределах региона*.

Не менее знаменательно то, что поля развития мощных толщ наземно-вулканической формации верхнего плиоцена-плейстоцена, минуют офиолитовые сутуры и почти повсеместно тяготеют к поднятиям древнего фундамента.

Таким образом, выявляется достаточно наглядная закономерность в размещении как самих офиолитовых сутур и их структурных подразделений, так и приуроченных к ним стратифицированных и магматических формаций постофиолитового этапа. Небезынтересно отметить, что мощные зоны вулканизма постофиолитового этапа локализуются именно в пределах сближения офиолитовых сутур, по-видимому, таково же структурное положение крупных гранитоидных батолитов (типа Мегринского). Таким образом, офиолитовые сутуры по комплексу геолого-геофизических данных представляют вертикальные зоны деструкции коры, которые уходят сквозь всю кору и погружаются в верхнюю мантию. Эти зоны включают набор специфических полезных ископаемых и локализуют, в известной мере, металлические концентрации в постофиолитовом этапе в примыкающих к ним блоках обрамления, выступая в роли своеобразных экранов. В этой связи отметим, что Севанская и Вединская офиолитовые сутуры ограничивают расположенную между ними крупную акустическую аномалию [14], в пределах которой предполагается наличие мантийного диапира и возможное формирование на его основе крупного интрузива.

* Пользуясь случаем, укажем, что по новым данным вдоль долины р. Дзкнагет прослеживается сильно сжатая антиклинальная складка с тенденцией опрокидывания осевой плоскости на Ю—ЮЗ. В ее строении участвуют спилиты в. тулона — нижнего коньяка (с линзами мелководных органических известняков в низах и магматических известняков в верхах), глинистые известняки в. сенона (с иноцерамами и ежами), датского яруса (базальные конгломераты, известняки, песчаники), палеоцена (темно-серые граувакки), трансгрессивного вулканогенного эоцена, срезающего все более древние образования. В ядре антиклинали обнажаются лейкократовые габбро, составляющие основание видимого разреза, и похожие на такие же габбро из Зодского месторождения и Амасии. Выше по разрезу в толще спилитов размещены серпентиниты и пироксениты (в средней и нижней частях бассейна р. Дзкнагет), а также довольно крупные тела лиственитов, которые за пределы нижнего сенона не выходят. В известковистых песчаниках, залегающих над микритовыми известняками, встречены массовые скопления глоботрунка. Гальки указанных лейкократовых габбро широко представлены в вышележащих базальных конгломератах.

Внутренняя структура офиолитовых зон нарушена в результате компрессии и пластического выжимания офиолитовых пластических масс, однако, масштабы их горизонтальных перемещений на обрамлении остаются незначительными. Офиолитовые массы приурочены к тем же структурно-формационным зонам, которые с ними были латерально взаимосвязаны на этапе формирования офиолитовых троогообразных депрессий. По сути это краевые части самих офиолитовых депрессий, которые при компрессии и выжимании офиолитовых масс сочленились с ними тектонически в виде серии надвигов и чешуй и реже внутриформационных покровных пластин. Следовательно, более достоверно параавтохтонное размещение офиолитовой серии, но не алтохтонное с корнями, находящимися за пределами данных структурно-формационных зон. Важно подчеркнуть также автономность развития каждого офиолитового прогиба и в широком смысле офиолитовой зоны на этапах как собственно офиолитовом, так и постеофиолитовом [15]. Офиолитовые сутуры, конечно, было бы неверно рассматривать как зоны разломов со сплошным выполнением офиолитовыми массами. Эти зоны включают блоки пород основания, кроме того на пережимах, где сочленение их кулисовидное, геолого-геофизическими методами между кулисами выделяются блоки континентального или субконтинентального типа. Такие перерывы в сплошности развития офиолитов особенно показательны для Вединской зоны. Секториальность строения офиолитовых зон отмечена и для Севанской офиолитовой зоны — наиболее крупной в регионе. Подчеркивается она разными масштабами проявления ультраосновных протрузий; вариациями в соотношении габброидов и ультрабазитов, значимостью проявлений кислых дериватов габброидного комплекса (плагногранитов и др.), сказывается в особенностях строения и состава стратифицированных формаций (кремнисто-эффузивной) офиолитовой серии, наконец, в составе и строении надофиолитового чехла [1, 6, 15]. Итак, можно предположить вариации амплитуды растяжения коры и несовместность нарушения ее сплошности. Там, где растяжение не сопровождалось сплошным разрывом коры при прочих благоприятных параметрах создавались условия локализации гидротермального оруденения на позднефлишевом — орогенном этапах, то есть после компрессии офиолитовых прогибов и на этапе воссоздания коры континентального типа.

На примере Сомхето-Карабахской зоны можно показать блоковое строение комплекса обрамления, которое обосновывается наличием антикавказского простирання меловых прогибов, разобшивших поля юрских отложений, особенностями строения разрезов юрских отложений Алавердского, Шамхорского и других антиклинорий, где имеется ряд отличительных признаков

по типам и рядам формаций — стратифицированных и интрузивных, по особенностям петро-геохимической характеристики продуктов магматизма [7, 12, 15].

Проявление антикавказских структурных элементов, свойственных метаморфическому фундаменту, следует рассматривать как результат именно этого процесса регенерации коры континентального типа. Воссозданию антикавказского структурного плана предшествовал длительный этап сдвиговых перемещений блоков обрамления вдоль офиолитовых швов. Следовательно, на этапе регенерации сочетание тех или иных блоков по разным бортам офиолитовой структуры зависело от сдвиговой компоненты и компрессии офиолитового рва.

В целом же следует иметь ввиду, что границы между офиолитовыми зонами и обрамлением носят горизонтально-сдвиговой (трансегуррентный) характер — оси складчатых структур обрамления почти повсеместно располагаются косо к простиранию офиолитовых зон.

Наконец, прогноз поисков концентраций металлов в офиолитовых и смежных с ними зонах не может, на наш взгляд, объективно быть рассмотрен без учета крупных горизонтальных срывов в строении земной коры. Исходя из модели Красноморкского рифта, амплитуда раздвиг в офиолитовых трогах оценивается по верху до первой сотни км, а по основанию — в несколько десятков км. Такие движения охватывают основание, на котором развиваются офиолитовые трог, имея сложный характер сочетания раздвиг со сдвигом. Таким же образом на этапе компрессии возникающие горизонтальные напряжения могли привести к новым горизонтальным срывам. Естественно полагать, что магматические рудоносные очаги и рудопроводящие разломы до- и постеофиолитового этапов должны быть разобщены в плане — как результат именно такой сложной системы тектонических деформаций. Поэтому скорее всего имеется разноплановость в формировании до- и постеофиолитовых рудоносных образований в пределах перспективных рудных районов, каковыми являются Кафанский, Алавердский и др. в комплексе обрамления офиолитовых поясов. Вопросы эти пока еще не нашли своего решения ни геологическими, ни геофизическими методами и могут быть лишь поставлены, учитывая длительность и полиэтапность оруденения.

Касаясь важнейших видов нерудных полезных ископаемых, локализованных в офиолитовом поясе и в надофиолитовом чехле, следует отметить довольно крупные массивы полосчатых габбро, троктолитов, кersантитов, лиственитов, залежи пестроцветных конгломератов (в низах сенонской свиты известняков и мергелей), мраморовидных известняков (турон-коньяк), серозеленых фельзитовых туфов (в разрезе эоцена западнее меридиана с. Шоржа), скопления яшм (Севанского и Ширакского

хребтов) и др., представляющих значительную ценность как декоративный облицовочный материал.

В заключение вновь обратим внимание на то, что все более важное значение приобретают офиолитовые зоны в вопросах тектонического районирования, в осмысливании процессов оруденение офиолитового и постофиолитового этапов в развитии и офиолитовых зон, и зон обрамления. Становится очевидным и то, что офиолитовые зоны в регионе размещены не случайно, не в виде покровных масс, пассивно выполнивших существовавший тектонический рельеф. Напротив, это крупные близвертикально падающие и достигающие мантии зоны разломов, на поверхности выраженные, помимо продуктов мантийного диапиризма, также деформированными стратифицированными специфическими вулканогенно-осадочными и осадочными формациями, обозначающими некогда существовавшие системы глубоководных трогов, которые разобшили эпибайкальскую кору континентального типа; при этом в рисунке офиолитовых сутур можно видеть не только линейность общекавказского типа, но и зоны т. н. синтаксисов, которые характеризуют, по сути, сближение глубинных разломов и деградацию в промежутке коры континентального типа, зоны торцового сочленения (например, сочленение с Вединской зоной офиолитов — Ванского траверса), зоны значительного разобщения соседствующих офиолитовых сутур.

В связи с проблемой офиолитов Малого Кавказа следует обратить внимание на следующий спорный вопрос тектонического районирования Закавказья.

В тектонических построениях ряда авторов фигурирует понятие Алаверди-Кафанская (И. Г. Магакян и др.) или Сомхето-Кафанская (А. А. Габриелян и др.) тектоническая зона СЗ — ЮВ простирающая, пересекающаяся в З—В—ЮВ направлении Севанской (Севано-Ширакской, Севано-Акеринской) офиолитовой зоной.

Выделение Алаверди-Кафанской зоны, продолжающейся далее на запад в Северную Анатолию, в район гор Байбурд и на В—ЮВ в Нагорный Карабах, неправомерно для времени, предшествовавшем заложению малокавказских офиолитовых зон в середине мелового периода на квазиплатформе, оформившейся после алтского орогенеза. Это обстоятельство подчеркивается наличием мощных доофиолитовых аспидного типа глубоководных кремнисто-глинисто-карбонатных сланцев титона-неокома в Амасии на Гогаранском и Базумском хребтах, в Сисимадане, в Севано-Акеринском сегменте Севанской офиолитовой зоны. Кроме того, неправомерно (в смысле анахронизма) в случае выделения доверхнемеловой Алаверди-Кафанской зоны, отнесение ее в один разряд с другими тектоническими зонами региона, оформившимися в третичное время (Предмалокавказская, Ереванско-Ордубадская, Приараксинская, Цахкунк-Зангезурская), не гово-

ря уже о самом Севанском офиолитовом троге, который в сеноне и палеогене развивался аналогично указанным выше другим интрагеосинклинальным трогам сенона-палеогена (рис. 6).

Касаясь палинспастических реконструкций, следует указать на значительную роль горизонтальных перемещений в становлении офиолитовых зон, как вследствие серпентинизации (раздви-

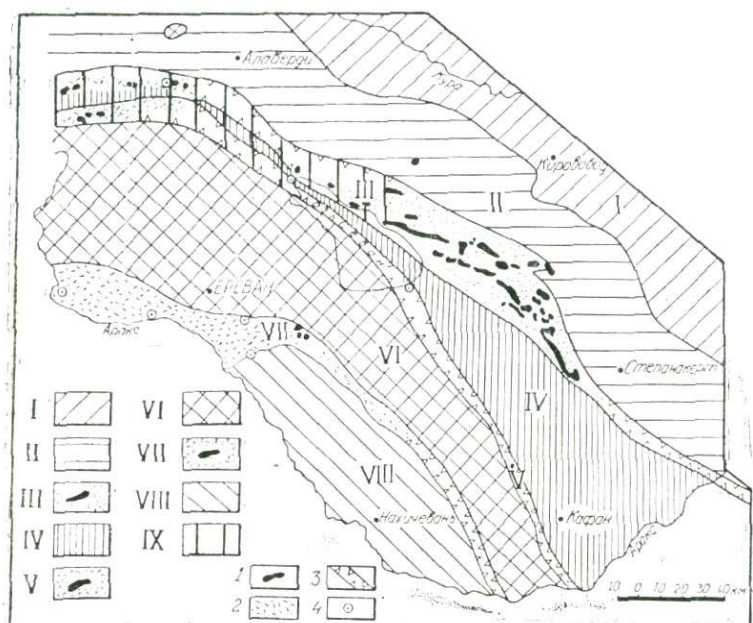


Рис. 6. Схема тектонического районирования Малого Кавказа. I — Предмалокавказская синклинирная зона, II — Сомхето-Карабахская антиклинорная зона, III — Севанская (Севано-Акеринская) офиолитовая зона, IV — Базумо-Кафанская антиклинорная зона, V — Зангезурская (Ширако-Зангезурская) офиолитовая зона, VI — Анкаван-Мегринская (Шахунк-Зангезурская) антиклинорная зона, VII — Вединская офиолитовая зона, VIII — Джульфинская антиклинорная зона, IX — Веринахуринская — Севанская подзона синтаксиса (восточный сегмент Эрзинджан — Севанской зоны синтаксиса) 1 — выходы базит-ультрабазитового комплекса, 2 — участки развития стратифицированных толщ офиолитовой серии и офиолитокластических отложений в составе надофиолитового чехла, 3 — зоны вероятного развития пород офиолитовой серии по геофизическим данным, 4 — скважины, вскрывшие породы офиолитовой ассоциации позднего мезозоя.

гание бортов рифта при увеличении объема ультрамафитов до 10—20%), так и вследствие последующей тектонизации, сопровождающейся шарьяжами и др. покровообразующими движениями. Особо следует отметить под углом зрения механики высокое значение коэффициента Пуассона серпентинизированных масс, предписывающего им свойство текучих масс типа каменной соли или льда. Равным образом следует иметь в виду возможность раскола литосферы в условиях тангенциального сжатия и самопроизвольного дивергентного спрединга (красноморского типа) под влиянием одного лишь собственного веса расходящихся противоположающихся блоков (плит) и компенсационного диапирового выжимания мантийных масс по оси зоны спрединга. В этой связи можно указать на мнение А. В. Пейве о том, что рифтовая система Атлантического хребта образовалась в условиях горизонтального сжатия литосферы.

Представляется, что новообразования внутри офиолитовых трогов коры океанического типа (деструктивный процесс) и процесс воссоздания и регенерации на постофиолитовом этапе континентальной коры составляют основную тенденцию в тектоно-магматическом развитии региона, которые можно коротко охарактеризовать как умеренный и прерывистый процесс рифтогенеза эпибайкальской континентальной коры.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абовян С. Б. Мафит-ультрамафитовые интрузивные комплексы офиолитовых поясов Армянской ССР. — Ереван, Изд-во АН Арм. ССР, 1981.
2. Агамалян В. А. Докембрий — нижний палеозой. — В кн.: Литология, т. 5, Геология Арм. ССР. — Ереван, Изд-во АН Арм. ССР, 1974.
4. Адамия Ш. А., Шавишвили И. Д. Модель тектонической эволюции земной коры Кавказа и сопредельных территорий (доальпийский этап) Геотектоника, 1974, № 1.
4. Асланян А. Т., Баграмян А. Х., Осипов И. Б., Сатян М. А. О Зангезурском глубинном разломе Малого Кавказа. — Изв. АН Арм. ССР, «Науки о Земле», 1981, № 5.
5. Асланян А. Т., Гулян Э. Х., Пиджян Г. О., Амирян Ш. О., Фарамазян А. С., Оганесян Э. Ш., Арутюнян С. Г., Галстян Х. Т. Техутское медно-молибденовое месторождение. — Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1980, № 5.
6. Асланян А. Т., Сатян М. А. К геологической характеристике офиолитовых поясов Закавказья. — Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1977, 4—5.
7. Гаджиев Т. Г., Мамедов М. М., Потапова Е. И., Сулейманов Э. С. Принципы выделения магматических рудных формаций Азербайджана. — Баку, Знание, 1981.

8. Гасанов Т. Б. Тектоническое положение и история формирования Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа. Автореферат на соиск. уч. степени д. г.-м. н., Тбилиси, 1980.
9. Егоркина Г. В., Соколова И. А., Егорова Л. М. Изучение глубинных разломов по материалам станции «Земля» на территории Армении. Разведочная геофизика, вып. 72, Недра, 1976.
10. Книппер А. Л. Офиолиты и проблема океана. Тетис. — В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса. — М., Наука, 1980.
11. Ломидзе М. Г. Тектонические обстановки геосинклинального вулканизма. — М., Недра, 1983.
12. Магакьян Р., Закариадзе Г. С., Колесов Г. М., Солодова Е. К., Помыткина В. А. Геохимические особенности юрско-нижне-мелового вулканизма Малого Кавказа. — В кн.: Геология океанов и морей. — Тезисы докл. 6 Всесоюзной школы морской геологии, — т. 1, М., 1984.
13. Муратов М. В. Строение складчатого основания Средиземноморского пояса Европы и Западной Азии и главные этапы развития этого пояса. — Геотектоника, 1969, № 2.
14. Оровицкий Ю. П., Егоркина Г. В. Глубинный магматический диатризм Центральной Армении. — Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1983, № 5.
15. Сатян М. А. Позднемеловой литогенез офиолитовых зон Армянской ССР (Малый Кавказ). — Ереван, Изд. АН Арм. ССР, 1979.
16. Сатян М. А. Сравнительная характеристика мезозойских офиолитовых прогибов Малого Кавказа, смежных регионов Передней Азии и Восточного Средиземноморья. В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. — Тбилиси, 1982.
17. Сатян М. А., Яшвили Л. П. О проявлении марганцевых руд в породах кремнисто-вулканогенной формации Севанского хребта. — ДАН Арм. ССР, т. XII, 1976, № 2.
18. Твалччелидзе Г. А. Рудные провинции мира (Средиземноморский пояс). — М., Недра, 1972.
19. Штеклин И. Древняя континентальная кора в Иране. — В кн.: Геология континентальных окраин, т. 3. — М., Мир, 1979.
20. Яшвили Л. П., Сатян М. А. О марганценосности кремнисто-вулканогенной формаций офиолитовых зон Армянской ССР. — Тезисы докл. Симпозиума Международной ассоциации по генезису рудных месторождений. — Тбилиси, 1982.
21. Bergougnan H. Structure de Chaîne pontique dans le Haut-Kalkit (Nord-East L'Anatolie) „Bull. Soc. geol. France, 1976, v, 18, № 3.
22. Brinkmann R. Geology of Turkey. Stuttgart, 1976.
23. Stepanov D. L. Golschani F., Stöcklin I. Upper Permian and Permian-Triassic boundary in North Iran „Geol. Surv. Iran“, Rep. № 2. 1969.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЖЕСТКИХ
МАССИВОВ ТЯНЬ-ШАНЯ

Срединные и краевые «жесткие» массивы являются фрагментами континентальной земной коры, входящими в состав новообразованных структурно-формационных зон на различных стадиях из развития. Именно эта жесткость, обусловленная наличием мощной коры континентального типа, влечет за собой ряд структурных, формационных и металлогенических следствий, основные из которых охарактеризованы ниже.

Фрагменты древней коры полсменны. Выделяются два главных типа подобных структур: микроконтиненты и фрагменты, образовавшиеся в процессе тектонического скупивания аллохтонных пакетов или пластин. В сравнительный геодинамический и металлогенический анализ вовлечены Чаткало-Кураминский и Каракумо-Таджикский жесткие массивы складчатых систем Среднего и Юго-Западного Тянь-Шаня на каледонско-герцинском этапе их становления. Это типичные микроконтиненты с мощной корой континентального типа, сформировавшиеся еще в докембрии. Мощность северной части Каракумо-Таджикского массива наращивалась путем надвигания пластин, сложенных образованиями пассивной континентальной окраины Южного Тянь-Шаня на кристаллическое основание микроконтинента.

Все разнообразие эндогенных режимов рассматриваемых жестких массивов и их обрамления в ходе каледонско-герцинского тектогенеза сводилась к чередованию эпох растяжения и сжатия земной коры на фоне прогрессивного возрастания от консолидации, снализации, гранитизации [1]. Усиление режима растяжения приводило к повышенной проницаемости консолидированной земной коры способствовало различной степени ее тектоно-магмо-металлогенической активизации. Основным содержанием процесса активизации, по мнению автора, являются два момента: а) режим преобладающего растяжения (разуплотнения, деструкции) континентальной земной коры [11], б) океанизация (базификация) земной коры в различных масштабах и формах. Такое определение процесса активизации, к которому ав-

тор пришел ранее [3] соответствует пониманию этого явления Г. А. Твалчрелидзе.

В случае регенерации жестких массивов режим растяжения земной коры континентального типа соответствует вторичногеосинклинальному [9] или отвечает понятию «отраженная» [17] и «сопряженная» [13] активизация. Посторогенные стадии растяжения земной коры — «автономная» активизация [17], стадия сводово-глыбового развития [13], континентальный рифтогенез.

Сводово-глыбовое развитие, сопровождаемое кислым магматизмом и считающееся основным содержанием, так называемой «автономной» активизации, возможно лишь как звено общего хода деструктивного развития земной коры на определенной стадии ее зрелости. Такое развитие знаменует очередную начальную стадию растяжения, вызванную базификацией нижних уровней коры.

Металлогенические особенности разнотипных жестких массивов во многом определяются соотношением мощностей их цоколя и чехла, временем и способом формирования последних, а также взаимодействием массив — складчатая зона. В пространстве зоны такого взаимодействия трассируются различными типами вулканических (вулканоплутонических) поясов [10, 16].

Режимам растяжения и сжатия земной коры, с учетом ее необратимого развития, соответствуют ряды геологических и рудных формаций, недостающие члены которых могут прогнозироваться при реконструкции хода геологического развития жестких массивов. Эндогенная металлогения жестких массивов многовозрастная и полигенная.

Во-первых, это проявления, синхронные становлению метаморфического цоколя. Для Каракумо-Таджикского массива это метаморфогенные турмалин-рутиловые жилы, штокверки и редкометальные пегматиты. Основание Чаткало-Кураминского массива содержит сингенетично-эпигенетические кварцево-рудные ассоциации протерозоя, метаморфизованные ультрабазиты, скопления графита и пегматитовые жилы. Во-вторых, это оруденение, соответствующее различным этапам и формам активизации, приуроченное как к метаморфитам основания, так и структурным этажам, сложенным породами осадочного и вулканического чехла. Вулканогенные образования и их рудные производные — это наиболее значительные вещественные выражения взаимодействия во времени и пространстве стабильных жестких массивов и закрывающихся палеоокеанических пространств. Зоны такого взаимодействия трассируются вулканическими поясами различных типов.

Вслед за В. Е. Хаиным и Г. А. Твалчрелидзе автором принимается следующее определение понятия «вулканический пояс», протяженная линейная геологическая структура, формирование которой охватывает одну или несколько стадий развития и со-

проводяется интенсивной вулканической деятельностью. Вулканисты таких структур могут включать континентальные рифтогенные, океанические и островодужные (эвгеосинклинальные), орогенные и позднеактивизационные ассоциации. Все вулканические пояса одновременно являются вулкано-плутоническими и характеризуются различным соотношением вулканических и плутонических составляющих, с возрастанием роли последних для поясов, заложившихся на коре континентального типа, не претерпевшей глубокой активизационной перестройки [10].

Бельтау-Кураминский и Бухаро-Гиссарский вулканические пояса заложились в обрамлении Срединного (Чаткало-Кураминский массив) и Юго-Западного (Каракумо-Таджикский массив) Тянь-Шаня, фиксируя зоны взаимодействия этих жестких структур со складчатой системой Южного Тянь-Шаня. Такое положение определяет особенности геологического развития этих поясов, этапность проявления различных форм активизации, некоторое сходство металлогении. Однако различный характер и механизм взаимодействия жестких глыб Срединного и Юго-Западного Тянь-Шаня с палеоокеаническим пространством Южного Тянь-Шаня, неодновременность становления и наращивания земной коры континентального типа, неодинаковая степень и интенсивность проявления тектоно-магмо-металлогенической активизации обусловили и существенные отличия таких шовных пограничных структур.

Первые четко выраженные вулканические пояса южнее каледонид Северного Тянь-Шаня возникли во второй половине каледонского цикла (поздний силур — средний девон). Эти пояса в режиме растяжения образовались вдоль северных и южных окраин Тянь-Шаня первоначально в рифтоподобных прогибах (Нуратау-Ферганская и Гиссаро-Байсунская вулканические дуги). Они четко приурочены к зонам глубинных межзональных разломов, чем обуславливается линейность (сотни километров) и узость (первые километры) дуг. Характерны извержения трещинного типа, в условиях морского режима с резким преобладанием лав и лавобрекчий над туфами, по составу близких андезито-базальтам. Общая мощность вулканитов порядка 1000 м. Главный вулканический ареал нередко сопровождается небольшими параллельными дугами аналогичного строения и состава [5].

Разновидность каледонского вулканического (вулкано-плутонического с преобладанием вулканической составляющей) пояса представлена Средино-Тяньшаньской дугой. Дуга ориентирована в северо-восточном направлении, пересекая по диагонали Чаткало-Кураминский массив. Вулканисты формировались в континентальных условиях, преобладали извержения центрального типа с линзовидными жерлами, вытянутыми в северо-восточном направлении. Общая направленность изменения состава

ва от кислых (дацитовые и кварцевые порфиры) до андезитовых и диабазовых порфиритов. Начинают разрез нигмбриты и туфы, сверху появляются ксенобрекнии и лавобрекнии общей мощностью до 1000 м. Центральная часть пояса сложена, в основном, кислыми вулканитами, к внешним частям повышается основность и щелочность [5].

Синхронно (девон) в Юго-Западном Тянь-Шане в режиме сжатия формировался ареал кремне-щелочных метасоматитов зон глубинных разломов и внегиссинклинальных метасоматических и палингенных гранитоидов (в эндогенном режиме преобладает плутоническая составляющая).

Для герцинского этапа Бельтау-Кураминского и Бухаро-Гиссарского поясов присуща своя история геологического развития и металлогенические особенности. В Кураминской зоне все тектоно-магматические события каменноугольного периода сводились к наращиванию коры континентального типа с периодической деструкцией. Такая деструкция интерпретируется как континентальный палеорифтогенез с поступлением мантийных образований на дневную поверхность в Кумбельской подзоне. В целом породы подзоны — производные известково-щелочной (гиперстеновой) серии, образующей непрерывный ряд от базальтов до кислых андезитов и альбитофиров (со щелочным уклоном), возникающей в результате гомодромного фракционирования исходной базальтовой магмы толеитового состава. По сумме ощутимый субщелочной уклон (от 4 до 9%) с преобладанием натрия над калием; повышенное содержание магния. Обобщенный интрузивный ряд магматов подзоны: габбродиориты с монзонитоидным уклоном — диориты — кварцевые диориты [4, 5]. В Ангренской подзоне резко преобладают средне-верхнекарбонные магматиты среднего — кисло-среднего профиля (андезитонды гибридных линий) при практическом отсутствии базальтовых производных толеитового ряда. В грабен-синклиналях накапливались подводные или субареальные вулканиты андезит-дацитовая формация. В положительных структурах формировались массивы диоритов (сиенит-диоритов) — гранодиоритов (гранодиорит-порфиров). В целом, включая сиенитовые разности, это известково-щелочная серия с кали-натровым типом щелочности [6, 15].

В Каракумо-Таджикском массиве в результате ранне-среднекаменноугольной активизации заложились рифтогенные впадины (осевая часть Гиссарской зоны). Динамика процесса и скорость поступления астено-сферного вещества были столь значительны, что рифтогенные обстановки форсированно трансформировались в субокеанические структуры с выведением на дневную поверхность мантийного субстрата. Это фрагменты офиолитовых ассоциаций в виде протрузий гипербазитов и пластин осадочно-вулканогенных образований — кератофир-спилит-

диабазы и андезиты-базальты с высоким содержанием кальция и относительно повышенным — кремнезема и глинозема; низкое содержание титана и пониженная степень окисленности железа. Андезиты отличаются широкой дисперсией состава, низким содержанием щелочей при преобладании натрия; повышенной глиноземистостью; пониженным содержанием титана по сравнению со стандартным. Широко представлены альбитофиры с содержанием кремнезема выше 72%, но при низком содержании щелочей с преобладанием натрия; высокая степень окисленности железа. Вулканогенная серия тесно ассоциирует с интрузиями габбро-плагио-гранитового и габбро-диорит-гранодиоритового комплексов [7]. Преобладание базальт-липаритовых (антидромной направленности) серий в Байсунской зоне говорит о существовании здесь в раннем — среднем карбоне внутреннего моря, заложенного на коре промежуточного типа. Липариты близки к катетическим составам кали-натровых серий (низкое содержание титана и всех фемических окислов). Корреляционные зависимости между породообразующими окислами проявлены слабо, что свидетельствует о выплавке кислых магм, а не об образовании их вследствие дифференциации базальтовых или андезитовых расплавов [5].

Наиболее корректным является сопоставление Бельтау-Кураминского и Бухаро-Гиссарского поясов для пермского времени, когда здесь продолжала наращиваться кора континентального типа в условиях сводово-глыбового развития. В это время происходила перестройка структурного плана жестких массивов с ориентировкой активизирующих мантийных структур в северо-восточных и субмеридиональных направлениях. Последующее усиление деструкционных тенденций (переход к рифтогенезу с расколом сводов) проявляется на пермо-триасовом отрезке геологической истории регионов. Это нашло отражение в формировании активизационных вулканов — плутонических ассоциаций контрастного ряда (трахибазальт-трахилипаритовая формация; трахиты, сиениты, лейкограниты), размещающихся в изометричных мульдах проседания и выраженных протяженными поясами самостоятельных малых интрузий, диабаз-гранофировая, щелочной базальтоидной формаций [15].

Специализация рудообразующих процессов месторождений жестких массивов обуславливается: а) своеобразием вмещающей геологической среды; б) глубиной и температурой образования и разгрузки рудообразующих расплавов и растворов; в) характером источников вещества рудоносных систем; г) особенностями типов земной коры; д) историей их геологического и металлогенического развития и становления [2].

Благоприятная для рудообразования среда возникает при сочетании определенных горных пород с различными типами структур. Вмещающие рудные месторождения породы жестких

массивов по вещественному составу подразделяются на четыре группы: 1) алюмосиликатная (гранитонды, кислые эффузивы, песчано-алевролитовые породы и их метаморфизованные разности); 2) железомagneзиальная (интрузивная порода основного и среднего состава, доломиты, тальковые, хлоритовые, биотитовые сланцы и их метаморфизованные разности); 3) карбонатная (известняки и мрамора); 4) породы сложного состава (мергели, осадочно-вулканогенные разности, роговики, скарны, скарноиды).

В результате взаимодействия рудоносных растворов с благоприятной геологической средой образуются различные формации рудных месторождений, характеризующиеся определенными минеральными парагенезисами, составом жильных и метасоматических новообразований, морфологией рудных тел и ведущими рудообразующими компонентами. Так, жильный гидротермальный тип полиметаллического, флюоритового и висмутового оруденения Кураминского массива размещаются в липаритах и трахилипаритах. Скарновый тип полиметаллического оруденения формируется на контактах с карбонатными формациями. Меднопорфировый прожилково-вкрапленный и золоторудный жильный типы ассоциирует с производными андезитового комплекса (сненито-диориты, гранодиориты, андезиты, трахиандезиты). Медноколчеданные и колчеданно-полиметаллические объекты стратиформного и жильного типа, характерные для вулканических поясов активизированной окраины Каракум-Таджикского массива, размещаются в пределах образований кератофир-спилито-диабазовой и дацито-липаритовой формаций.

Своеобразие рудовмещающей среды в общем плане определяется соотношениями мощностей и типов основания и чехла жестких массивов. Так, для массивов практически лишенных чехольных образований, все оруденение размещается в силикатных, углеродистых и карбонатных средах докембрийских и нижнепалеозойских осадочно-метаморфических толщ основания. Напротив, мощный вулканогенный чехол и карбонатные формации квазиплатформенного типа Кураминского и Каракум-Таджикского массивов вмещают все значительные рудные объекты.

Существенным моментом в строении характеризуемых жестких массивов (как и всей территории Срединного и Юго-Западного Тянь-Шаня) является их блоковое строение, поскольку допалеозойский фундамент и палеозойские образования расчленены серией глубинных разломов, составляющих ортогональную и диагональную системы их взаимных пересечений со сложной мозаикой разновеликих блоков. По геологическим, геофизическим данным и результатам комплексного дешифрирования космоснимков выделены следующие основные системы глубинных разломов (отождествляемые с зонами повышенной проницаемости для магматических пород и продуктов рудогенеза):

субширотные ($280-290^\circ$), субмеридиональные ($350-15^\circ$), северо-восточные ($40-60^\circ$) и северо-западные ($300-320^\circ$). Зоны и блоки, разделяемые такими разломами, различаются временем заложения и максимальной активизации, темпом и знаком вертикальных перемещений, мощностями и фациями осадочных и вулканогенных образований, наборами слагающих — их формаций, типами вулcano-тектонических структур, спецификой проявления интрузивного магматизма и металлогеническими особенностями [8].

Глубина протекания рудообразующих процессов определяется глубиной функционирования магматических очагов. Большинство месторождений рассматриваемых массивов ассоциирует с вулcano-плутонической и вулканической формами проявления магматизма.

С учетом контрастного характера геодинамических и металлогенических обстановок для средних и краевых массивов намечены два главных источника рудного вещества: мантийный, базальтоидный (железо, хром, никель, медь, цинк, свинец, сурьма, киноварь, золото) и коровый, ассимиляционно-гранитный (олово, вольфрам, молибден, редкие земли, цинк, свинец, висмут). Прослеживается несколько генераций основных элементов, образующих формации рудных месторождений. В ходе проявления различных стадий и форм тектоно-магмо-металлогенической активизации.

Анализ вещественного состава руд различных формаций, околорудных метасоматитов, трещинной тектоники, свидетельствуют в пользу преобладания мантийных источников вещества в рудных месторождениях жестких массивов (как поступающих непосредственно с веществом базальтоидных формаций различных стадий растяжения, так и являющихся производными гибридных магматитов андезитового ряда).

Для основных рудных узлов, соответствующих «... узлам повышенной и длительной эндогенной активности» [12], характерны гетерогенные магматические формации, обусловленные действием разноглубинных очагов мантийного и корового уровней. Оруденение в таких узлах реализуется по глубинным рудоконтролирующим системам, представляя литофильную, халькофильную и фемофильную группы.

Определяющим в структуре жестких массивов является наличие зрелой коры сиалического профиля, прошедшей опережающее развитие по сравнению с сопредельными складчатыми системами. Об этом свидетельствует наличие докембрийских и нижнепалеозойских гранитоидов, отсутствие достоверных проявлений инициального магматизма, развитие контрастных вулcano-плутонических ассоциаций герцинского и послегерцинского этапов. При средней мощности земной коры для всех четырех рассматриваемых массивов от 25—55 км привлекает внимание

нескольких моментов, приводящих к определенным металлогеническим следствиям: 1) преобладание (по крайней мере, для поздне-послегерцинских этапов) «базальтового» слоя над гранитным; 2) наличие во всех случаях корово-мантийной смеси («слоя Кука») от 2—12 км; 3) присутствие для Кураминского и Каракумо-Таджикского массивов мощного (9—14 км) «диоритового» слоя, свидетельствующего о «базификации» коры континентального типа. Диорит-гранулитовый слой обогащен в сравнении с типичным составом «базальтового» слоя свинцом, оловом, молибденом, серой, фтором [6].

Фемически-сиалический состав фундамента и вулканоплутонический характер эволюции в позднем палеозое и мезо-кайнозое предопределили халькофильную и литофильную металлогеническую специализацию этих жестких массивов. Специализация и источники рудообразующих растворов видоизменялись в ходе геолого-тектонического и металлогенического развития жестких массивов: океаническая — переходная (геосинклинальная) — орогенная — постконсолидационная стадии. Чередование сжатия и растяжения происходит на фоне развития земной коры и направления возрастания ее консолидации, сialisации, гранитизации.

Характер и степень консолидации и проницаемости земной коры определили генерализованный геохимический профиль магмо- и рудообразующих процессов. Специфика всех формаций во многом определяется абсолютным количеством и соотношениями щелочей — натрия и калия, участвующих в формировании минеральных парагенезисов. Режим растяжения и мантийный («натровый») облик рудообразующих процессов характерен для предороженных этапов, режим сжатия и коровый (калиевый) профиль — для орогенных этапов; смешанный облик с повторением условий растяжения — для этапов постконсолидационной тектоно-магмо-металлогенической (тектоно-металлогенической) активизации.

Оценивая специфику магматизма и металлогении жестких массивов в связи с эволюцией консолидированной коры, необходимо учитывать и особую роль структур типа палеозон Беньофа, приуроченных к границам литосферных микроплит. Обычно это системы глубинных разломов, наклоненных под жесткие массивы и трассирующие зоны перехода к складчатым сооружениям. Их влиянием можно объяснить «сквозную» габбродиорит-сиенитовую специфику Алмалыкского блока Чаткало-Кураминского массива, проявление в нем молибденово-медной минерализации, возникновение скарново-медно-гематитового пояса, наличие стратиформного свинцово-цинкового оруденения (Хандандытау). Палеозоны Беньофа раннекарбонного возраста предполагаются на границе Южного Тянь-Шаня и Каракумо-Таджикского массива. При этом хорошо объясняется петрохи-

мическая зональность нижнекаменноугольных вулканитов Южного Гиссара и Байсуна, наличие молибденово-медной, медно-колчеданной и колчедано-полиметаллической формации.

Эволюция глубинного строения различных структурно-металлогенических подразделений жестких массивов в ходе герцинской тектоно-магмо-металлогенической активизации протекала по следующим основным направлениям. В раннем-среднем карбоне в Кумбельской подзоне Чаткало-Кураминского массива и Гиссарской зоне Бухаро-Гиссарского массива определилось резкое преобладание базальтового слоя над гранито-гнейсовым, что нашло отражение в формировании рифтогенных структур и результате деструкции и базификации земной коры континентального типа. Поступление к земной поверхности мантийных производных происходило как с сейсмолокальных уровней зоны Бенъофа, наклоненных под микроплиты под углами $40-60^\circ$, так и в результате вертикально направленного тепло-массопотока (валообразные поднятия поверхностей Мохо и Конрада). Средне-позднекарбонный период ознаменовался в Ангренской подзоне сменой во времени и пространстве режимов сжатия и растяжения. Максимальная мощность коры до 55 км. Гранито-гнейсовый слой насыщен «высокоскоростными» включениями и (фрагменты коры океанического типа или диапифы мантийного вещества). Характерна волнообразная структура движений земной коры, обусловленная прохождением длиннопериодной кинематической волны мантийного массопотока с северо-востока на юго-запад от Кумбельской подзоны. Мантийный тепло-массоперенос эродировал низы литосферы или корового слоя с включением корового или корово-мантийного материала в мантийный массопоток (необходимые условия для выплавления гибридных серий с андезитовыми, дацитовыми и другими пестрыми по составу и набору магматитами).

Перестройка структурного плана характеризуемых жестких массивов в перми ознаменовалась переориентировкой активизирующих мантийных структур. Происходит избирательное увеличение мощности базальтового слоя в апикальной части сводовых поднятий северо-восточного простирания, уменьшение базальтового слоя вблизи глубинных разломов. Характерно выполаживание (до $15-25^\circ$) ранее сформированных зон Бенъофа (формируются магматические очаги корового уровня) и подъем мантийных дифференциатов вдоль зон вновь образованных и обновленных глубинных разломов.

Срединные и краевые массивы соответствуют рудоносным территориям ранга металлогенических провинций, в состав которых входят металлогенические зоны и подзоны, линейные и кольцевые рудные пояса, рудные районы, узлы и поля. Соответственно, фиксируется несколько типов металлогенической зональности: конкорддантно-поясовый (для субгеосинклиналь-

ных и вторично-геосинклинальных поясов в обрамлении Каракум-Таджикского массива); каркасно-узловой и концентрически-зональный (для рудных районов, узлов и полей, приуроченных к многоярусным сооружениям жестких массивов, рассеянных системой ортогональных и диагональных глубинных разломов); дискордантно-поясовый для наиболее поздних поздне-послегерцинских стадий активизации, когда полностью перестроился структурный план Кураминского и Каракум-Таджикского массивов. При этом, новообразованные рудные пояса секут прежние металлогенические единицы [4, 7].

ЛИТЕРАТУРА

1. Баймухамедов Х. Н., Закиров Т. З., Терлецкий О. Г. Тектоно-магматический режим, металлогенические особенности и геохимический профиль рудообразующих процессов жестких массивов (на примере Юго-Западного Тянь-Шаня). — Узб. геол. журн., 1982, № 2.
2. Баймухамедов Х. Н. Основные черты металлогенической специализации рудообразующих процессов. — В кн.: Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых. — Ташкент: изд-во «ФАН», 1975.
3. Баймухамедов Х. Н., Терлецкий О. Г. Тектоно-магматические режимы и металлогенические особенности Юго-Западного Тянь-Шаня. — Докл. АН Уз. ССР, 1981, № 3.
4. Воронич Т. М., Шаякубов Т. Ш., Горьковой О. П., Глейзер Л. М. Металлогения Среднего Тянь-Шаня — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. XIII. — М., Наука, 1981.
5. Вулканогенные формации Узбекистана (Ред. И. М. Мирходжаев). — Ташкент, Изд-во ФАН, 1971.
6. Гарьковец В. Г., Мушкин И. Б. и др. Основные черты металлогении Узбекистана. — Ташкент, Изд-во ФАН, 1979.
7. Закиров Т. З., Баймухамедов Х. Н., Терлецкий О. Г. Основные черты металлогении Юго-Западного Тянь-Шаня. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. XIII. — М.; Наука, 1981.
8. Мушкин И. Б., Арапов В. А., Терлецкий О. Г. Металлогения и некоторые проблемные вопросы рудоносности Южного Узбекистана. — В кн.: Геология и металлогения Южного Узбекистана. — Ташкент, Изд-во САИГИМС, 1979.
9. Смирнов В. И. Металлогенический цикл. Разв. и охр. недр, 1973, № 9.
10. Твалчредидзе Г. А. Металлогенические особенности главных типов вулканических поясов. — М., Недра, 1977.
11. Твалчредидзе Г. А. Металлогения двух основных типов развития земной коры. — Геология рудных месторождений, 1982, № 2.

12. Фаворская М. А., Ляхович В. В. Современные аспекты проблемы связи оруденения и магматизма. — Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 52 (1), 1977.
13. Хренов П. М. Вулкано-плутонические пояса областей тектоно-магматической активизации (Восточная Сибирь). Авт. докт. дисс. — Новосибирск, 1978.
14. Шаякубов Т. Ш. Геология и рудоносность палеозойских вулканогенных формаций Южного Узбекистана. — Ташкент, Изд-во ФАН, 1978.
15. Шаякубов Т. Ш. Рудоносность вулканогенных формаций орогенного этапа развития Кураминской и Байсунской зон Тянь-Шаня. — В кн.: Металлогения орогенных этапов развития Тянь-Шаня. — Тезисы докл. IX Всесоюзного металлогенического совещания. — Ташкент, Изд-во ФАН, 1979.
16. Шило Н. А., Сидоров А. А., Гончарова В. И. Условия образования рудных месторождений вулканических поясов. — Геология рудных месторождений, 1978, № 6.
17. Щеглов А. Д. Металлогения срединных массивов. — М., 1971.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЗОНЫ И РУДНЫЕ РАЙОНЫ
АЗЕРБАЙДЖАНА

Азербайджан охватывает юго-восточную часть сложной Кавказской геосинклинали конвергентной симметрии, состоящей из двух обособленных металлогенических провинций — Большого и Малого Кавказа, а также юго-восточную часть Куринской депрессии и северо-западное погружение Эльбрусской складчатой области — Горный Талыш. В последние годы опубликовано ряд схем тектонического, металлогенического и формационного районирования республики [1, 6, 17], в значительной степени отличающихся друг от друга по принципу составления. Если учесть, что структурно-формационные зоны отличаются от одноименных тектонических и металлогенических единиц чертами осадконакопления, структуры, магматизма и тектоническим режимом формирования, то детальное формационное и металлогеническое расчленение Азербайджана, предложенное С. А. Ализаде, Д. М. Ахмедовым и др., можно было бы вряд ли считать целесообразным (табл. 1).

С другой стороны, структурно-формационные зоны обычно по геологическим параметрам значительно превышают металлогенические, что только частично учтено авторами металлогенической карты Азербайджанской ССР [4]. В объяснительной записке к ней неубедительно рассматривается взаимоотношение эндогенного оруденения с формированием крупных складчатых и разрывных структур, в частности их синхронность, либо связь с более поздними процессами после их становления. Мало места отводится роли унаследованных разломов байкальского и герцинского фундамента. Между тем, реальность такого вывода хорошо согласуется с данными гравимагниторазведки и дистанционных исследований. Не в поле зрения оказались соотношения конкретных линейных и кольцевых структур, имеющие существенное значение в блочном строении отдельных фрагментов структурно-формационных зон. Между тем кольцевые структуры нередко, наряду с линеamentами и разрывами фундамента, активно участвуют в размещении эндогенных месторождений. Более того, узлы сопряжения разноориентированных линейных разрывов, к которым часто приурочиваются коль-

Т а б л и ц а 1

Тектонические, структурно-формационные и металлогенические зоны
Азербайджана

З о н ы *				
тектонические	структурно-формационные		металлогенические	
А	А	Б	А	Б
Кусаро-Дивичинская	Кусаро-Дивичинская			
Тенги-Бешбармакская	—			
Шахдаг-Хизинская	—			
Тфанская	Сарыбашская (Тфанская)	Главно-кавказская	Белокано-Шекинская	Сарыбашская
Закатало-Ковдагская	Закатало-Ковдагская			
Дуруджинская	—			
Вандамская				
	Кахетино-Вандамская			
Куриная	Куриная	Талыш-Вандамская		
Сомхито-Агдамская	Сомхито-Карабахская	Сомхито-Кафанская (кафанская)	Сомхито-Агдамская	а) Казах-Кировабадская б) Сомхито-Карабахская
Севано-Карабахская	Севано-Акеринская	Севано-Акеринская	Севано-Карабахская	а) Севано-Акеринская
Мисхано-Кафанская	Мисхано-Кафанская	Мисхано-Зангезурская	Мисхано-Кафанская	а) Лачинская б) Кельбджар-Гочасская в) Кафанская
Араксинская	Араксинская	Араксинская	Араксинская	а) Ордубад-Зангезурская б) Шаруро-Джультинская
Талышская	Талышская	—	Талышская	Талышская

*) Зоны: тектонические, по Э. Ш. Шихалибейди, С. А. Бекташи [4] и др. [17]; структурно-формационные: А) по С. А. Али-Заде и др., Б) по Т. Г. Гаджиеву и др. [6]; металлогенические: А) по Ш. А. Азизбекову [12], Б) по С. А. Али-Заде и др. [4].

цевые структуры, характеризуются сложным геологическим строением, длительным многофазовым и дифференцированным магматизмом, центрами палеовулканов и широким развитием

эндогенного рудообразования. Не случайно, что крупные кольцевые структуры по данным дистанционных исследований располагаются в пределах Далидагского и Тутхунского, Мехманинского, Шамхорского и Кедабекского рудных районов Азербайджана (рис. 1). Они располагаются на пересечении Предмало-

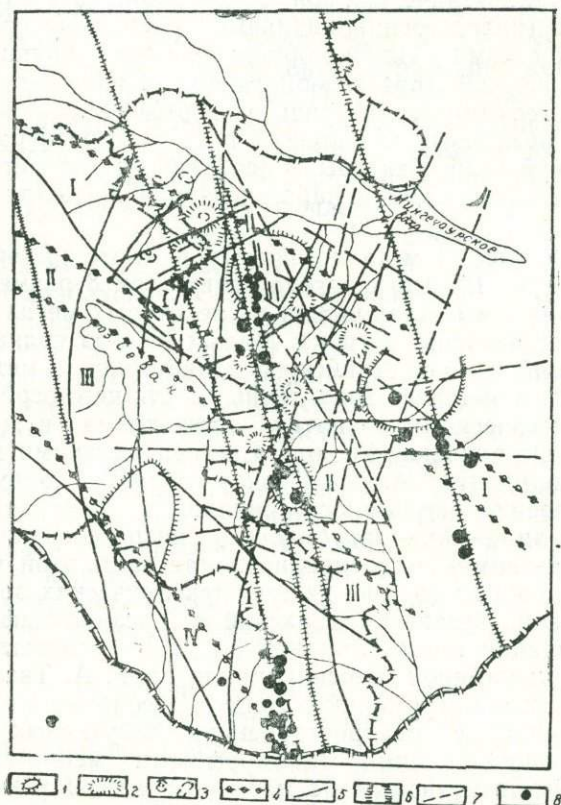


Рис. 1. Схема разрывной тектоники и размещения меднопорфировых рудных полей Азербайджана. 1 — региональные кольцевые структуры в узлах субмеридиональных линеаментов и поперечных разломов фундамента, 2 — локальные кольцевые структуры с радиально-концентрическими разрывами, 3 — кальдеры обрушения, 4 — интрагеосинклинальные разломы, 5 — внутризонные разломы в коре, 6 — субмеридиональные линеаменты, 7 — поперечные разломы фундамента, 8 — меднопорфировые рудные поля

кавказского, Севан-Карабахского, Лачин-Башлыбельского и Ани-Ордубадского интрагеосинклинальных глубинных разломов с близмеридиональными линеаментами и поперечными региональными разломами и, следовательно, должны стать одним из основных факторов при металлогеническом районировании.

При металлогеническом районировании, в частности, установлении металлогенических зон, следует обратить внимание на структурный (интрагеосинклинальные глубинные разломы и сопряженные с ними различно ориентированные крупные разрывы), магматический (рудогенерирующие комплексы изверженных пород), геохимический (типы и формы геохимической специализации различных комплексов пород), стратиграфический, литологический и др. факторы, в особенности на металльные и минеральные ассоциации и парагенезисы в пределах тектонических зон.

Учитывая, что на металлогенической карте Азербайджанской ССР [4] из 10 металлогенических зон 8 размещены на Малом Кавказе, мы остановимся на некоторых металлогенических особенностях этого региона. Малый Кавказ является фрагментом Альпийско-Индонезийского планетарного металлогенического пояса и обладает характерными для него особенностями истории геологического развития, магматизма и эндогенного оруденения. Ограниченный с юга и севера жесткими массивами ранней консолидации, Малый Кавказ образует элементарную пару — эвгеосинклиналь-миогеосинклиналь, граничавших друг с другом по линии Ани-Ордубадского интрагеосинклинального глубинного разлома. Эвгеосинклинальная часть этой металлогенической провинции состоит из трех тектонических зон — Сомхето-Агдамской, Севано-Карабахской и Мисхано-Кафанской и по классификации геосинклиналей [12, 10] соответствует типу «В» или вулканогенной геосинклинали по Г. А. Твалчредидзе. Такие геосинклинали в раннюю стадию геолого-тектонического развития отличаются распространением эффузивных формаций с ассоциирующими с ними типоморфными месторождениями, многоэтапным интрузивным магматизмом и характерным строением — геосинклинальным рвом в центральной части, глубинными пограничными разломами и асимметричными в отношении магматизма и металлогении, периферическими зонами. Все эти черты присущи Малому Кавказу. Магматическая деятельность в его пределах начинается в ранней стадии развития эвгеосинклинали. В сводовую часть Шамхорского антиклинория Сомхито-Агдамской периферической зоны внедряются плагногранитные интрузии (верхний байос), позже приосевая часть Дашкесанского синклинория осложняется массивами габбро-диорит-гранодиоритовой формации (верхняя юра — нижний мел). В центральной и краевых частях эвгеосинклинали зарождаются разломы глубокого заложения, которые в верхнем мелу и палеоген-

неогене выступают в качестве региональных магмо- и рудоконтролирующих структур, приведшие к линейному (поясовому) размещению рудных районов и полей региона, т. е. формированию специализированных металлогенических зон при определенном тектоническом режиме (рис. 2).

На поясовое размещение некоторых типов рудных месторождений Малого Кавказа впервые обратил внимание в 1944—1945 гг. И. Г. Магакьян, выделивший здесь Алаверди-Кафанскую колчеданную, Севано-Амасийскую хромитовую и Памбак-Зангезурскую медно-молибденовую структурно-металлогенические зоны. В дальнейшем схема И. Г. Магакьяна корректировалась и уточнялась. В частности, на III Всесоюзном совещании по закономерностям формирования и размещения эндогенных месторождений альпийской геосинклинальной зоны территории СССР (Баку, 1962) Кавказ расчленен на 11 структурно-металлогенических зон: Предкавказья, Передового хребта, Главного хребта, Южного склона, Дзиркульской, Аджаро-Триалетской, Сомхито-Карабахской, Севано-Курдистанской, Мисхано-Зангезурской, Кафанской и Еревано-Ордубадской. Из них первые четыре относятся к Большому Кавказу, а пятая к Закавказскому срединному массиву, последние шесть к Малому Кавказу. В северо-западной части южного склона Большого Кавказа П. Д. Гамкрелидзе и Г. А. Твалчрелидзе выделена пятая зона для Большого Кавказа — Сухумско-Джавская (или Гагринско-Джавская), а на Малом Кавказе Ш. А. Азизбековым седьмая для этого региона зона — Талышская. Приведенной схеме геологи Кавказа придерживались также на Международном геологическом конгрессе (Баку, 1968). Как видно из табл. 1 последняя схема металлогенического районирования резко отличается от существующих построений и является необоснованно подробной.

Металлогеническая провинция Малого Кавказа сформирована в результате расчленения палеозойской Закавказской плиты, испытавшей полную складчатость в герцинской эпохе. В пределах этой единой структуры в верхнем палеозое, триасе, нижней юры и особенно в верхнем мелу образуются глубинные разломы, вдоль которых формируются геосинклинальные прогибы разного характера: типа Амасийско-Севанско-Карабахского геосинклинального рва, Аджаро-Триалетской геосинклинали сплит-андезитовой категории и Араксинского межгорного прогиба. Они, в свою очередь, граничат с более устойчивыми геосинклинальными зонами — Сомхито-Агdamской и Мисхано-Кафанской — остаточного типа, сохраняющими свое первоначальное положение в период длительного геологического развития. Дальнейшее наращивание поднятий вызывает заложение и развитие глубинных, пограничных между металлогеническими зонами, разломов. Эти последние при взаимодействии с многократными

складчатыми движениями создали современную сложную структуру Малого Кавказа, где металлогенические зоны в основном общекавказского, северо-западного простирания и обладают определенной спецификой геологического строения и геохимической специализацией.

Металлогения Малого Кавказа тесно связана с магматическими формациями и почти целиком относится к эндогенному типу. Здесь широко развиты колчеданные, в том числе меднопорфировые рудные поля со значительными концентрациями меди и молибдена, свинца, цинка, редких металлов и барита; известны промышленные скарновые железо-рудные и гидротермальные кобальтовые, алунитовые, медно-колчеданные с наличием самородных металлов месторождения. Далеко недостаточно изучены гистеромагматические месторождения хромитов и самородных металлов Севано-Карабахского геосинклинального рва. Недоразведаны многочисленные рудные поля и зоны этой же структуры с ртутной и ртутно-сурьмяной минерализацией. Исследованы, но не проведены оценочные работы на небольших месторождениях и проявлениях пиролюзитовых и гематитовых руд, вольфрамитовой минерализации, мышьяка и сурьмы. В дальнейшем, в целях комплексного использования руд, необходимы исследования редкометальности рудных районов.

С учетом трудов по металлогении Армении и Грузии [15], в пределах Малого Кавказа выделяем следующие металлогенические зоны: Араксинская, Мисхано-Зангезурская, Кафанская, Севано-Карабахская, Сомхито-(Локско)-Агдамская, Аджаро-Триалетская и Талышская и рудные районы: 1) колчеданные (в том числе меднопорфировые): Алавердский, Кохбский (Техутский), Чирагидзорский, Кедабекский, Танзут-Дилижанский и Кафанский; 2) полиметаллические: Зекарский, Храмский, Мехманинский и Гюмушлукский; 3) колчеданно-полиметаллические: Мерисский и Шамшадинский; 4) барит-полиметаллические с проявлениями оловорудной минерализации — Шамхорский; 5) скарновые: железа, кобальта, вольфрама и молибдена (учи-

миоценовая гранит-гранодиоритовая и гранит-граносиенитовая формации с ртутно- и сурьмяно-ртутным оруденением и проявлениями самородных металлов, 10 — ниже-среднеплиоценовая последовательно дифференцированная андезит-дацит-липаритовая формация с ртутно-рудным и сурьмяно-мышьяковым оруденением. Линии глубинных, интерагеосинклинальных линеаментов: I — Ани-Ордубадского, II — Анкаван-Сюникского Хуступ-Гиратахского), III — Ишыхлинского, IV — Лачин-Башлыбельского, V — Севано-Карабахского и VI — Предма-локавказского.

тывается как контактово-инфильтрационные, так и биметасоматически-диффузионные образования): Дзамский, Дашкесанский и Ордубадский (сюда следует также отнести Разданское и Сваранское рудные районы Армении); 6) медно-молибденовые (жильные и штокверковые): Мисханский, Далидагский, Зангезурско-Ордубадский; 7) хромитовые с самородными металлами: Амасийский, Севанский и Сарыбабинский; 8) медно-редкометалльные — Лерикский; 9) марганцевые — Биченагский; 10) мышьяковые (реальгара и аурипигмента) — Абракунииский; 11) железо-титан-ванадиевые — Астара-Ленкоранский.

Кроме названных рудных районов нами в пределах Малого Кавказа допускается наличие рудных районов самородных металлов центрального типа распределения, названных нами Зод-Агдуздагским (Севано-Карабахский геосинклинальный ров) и Зангелан-Ордубадским (Мисхано-Зангезурская периферическая зона), а также рудных районов линейного типа распределения в Сомхито-Агдамской зоне, условно именованного Маднеули-Мехманинским, поскольку все медно- и серноколчеданные и медно-порфиновые рудные районы заражены самородными металлами. Распределение рудных районов Малого Кавказа по стадиям геологического развития альпийской металлогенической эпохи дано на упрощенной схеме металлогенического районирования этого региона (рис. 3).

Азербайджанская часть Большого Кавказа имеет неоднородное строение, отличается ступенчатым развитием структурных блоков в северо-западном направлении. Магматические образования, месторождения и рудопроявления колчеданно-полиметаллических и медно-пирротиновых руд сосредоточены, главным образом, в северо-западной части этой области. Осевая полоса региона располагается между тремя молодыми прогибами — на севере Кусаро-Дивичинским кайнозойским наложенным, на юго-западе — плиоцен-четвертичным Алазано-Агричайским и на юго-востоке — третичным Шемахино-Кобыстанским. Здесь В. Е. Хаиным [16] и Э. Ш. Шихалибейли [18] выделены ряд положительных и отрицательных складчатых структур (с севера на юг): Тенгино-Бешбармакский антиклинорий, Шахдагско-Хизинский синклинорий, Тфанский антиклинорий, Закатало-Ковдагский синклинорий и Кахетино-Вандамский антиклинорий.

В смысле металлогении наиболее интересным среди названных структурных единиц является Тфанский антиклинорий, где размещены почти все колчеданно-полиметаллические и медно-пирротиновые месторождения азербайджанской части Большого Кавказа. Этот антиклинорий, соответствующий Белокано-Шекинской металлогенической зоне Большого Кавказа, на севере по линии глубинного разлома граничит с Бежитинским грабен-синклинирем, к югу же от него располагается Закатало-Ковдагский прогиб, заполненный в основном меловыми отложения-

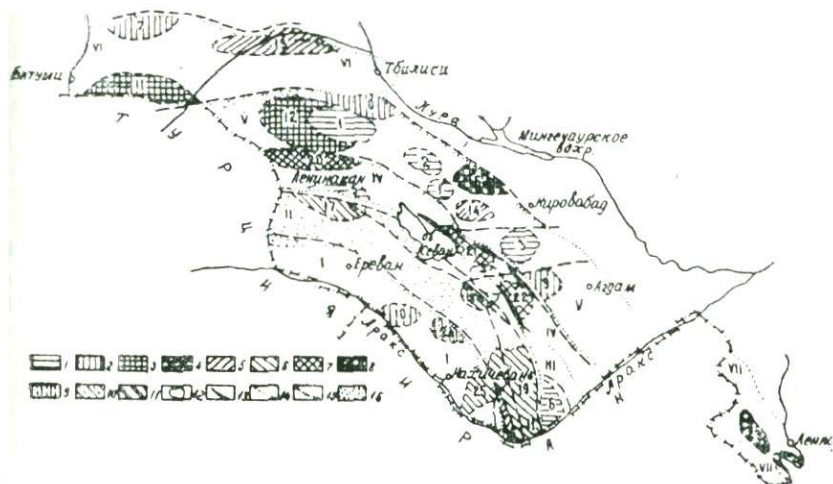


Рис. 3. Упрощенная схема металлогенического районирования Малого Кавказа. Металлогенические зоны: I—I — Аракеинская, II—II — Мисхано-Зангезурская, III—III — Кафанская, IV—IV — Севано-Карабахская, V—V — Сомхито-Агдамская, VI—VI — Аджаро-Триалетская, VII — VII — Талышская. Рудные районы: I. колчеданные: 1. Алавердский, 2. Кохбский, 3. Чирагидзорский, 4. Кедабекский, 5. Танзут-дилижанский, 6. Кафанский; II. полиметаллические: 7. Зекарский, 8. Храмский, 9. Мехманнинский, 10. Гюмшлутский; III. колчеданно-полиметаллические: 11. Мериский, 12. Шамшадинский; IV. барит-полиметаллические: 16. Шамхорский; V. скарновые: железа, кобальта, вольфрама и молибдена: 13. Дзамский, 14. Дашкесанский, 15. Ордубадский; VI. медно-молибденовые: 17. Мисхакский, 18. Далидагский, 19. Зангезурский; VII. хром—никель—платиновые: 20. Амассийский, 21. Севанский, 22. Сарыбабинский; VIII. медно-редкометалльные: 23. Мерикский; IX. марганцевые: 24. Биченагский; X. мышьяковые (реальгара и аурипигмента): 25. Абрадуниский; XI. железо-титан—ванадиевые: 26. Астара-Ленкоранский; XII. контуры золоторудных районов (Зод Агдзудатский в Севано-Карабахской зоне и Зангелан-Ордубанского в Мисхано-Зангезурской зоне), центрального типа распределения; XIII. Ртутнорудные зоны; XIV. границы металлогенических зон; XV. глубинные разломы; XVI. площади, перекрытые покровами лав $Q-N_3$. Распределение рудных районов по стадиям развития альпийской металлогенической эпохи. А. раннегосинклинальная стадия (Ag_1S_{1-2}) — Алавердский, Кохбский, Чирагидзорский, Кедабекский и Кафанский районы. Б. ранний этап позднегосинклинальной стадии ($Ag_2^1S_3Cr, ap$) — Танзут-Дилижанский, Дашкесанский и Мехманнинский районы; В. средний этап позднегосинкли-

ми. Последний по линии крайнего юго-западного пограничного глубинного Зангинского разлома отделяется от Белокано-Вандамского горст-поднятия.

Белокано-Шекинская металлогеническая зона с севера на юг разбивается на три подзоны: Джихих-Кызылдаринскую, Филизчай-Аттагайскую и Катех-Гюмбурчайскую. Границы этих зон почти совпадают с таковыми, выделенных выше структурных единиц. Они проходят по линиям Зангинского, Малкамудского, Гамзагорского, Кехнамаданского, Чугак-Жихихского и Главнокавказского глубинных разломов.

Месторождения и рудопроявления колчеданно-полиметаллической и медно-пирротиновой формаций Южного склона Большого Кавказа по выделенным металлогеническим подзонам распределены следующим образом (табл. 2).

Т а б л и ц а 2

Структурно-формационная подзона	Рудная формация	Месторождения	Рудопроявления
Жихих-Кызылдаринская	Медно-пирротиновая	Кызылдаринское, Жихихское	Чугак-Тенросское, Биновросское
— " —	Колчеданно-полиметаллическая	Гудурдагское	Сомалитское
Филизчай-Аттагайская	Медно-пирротиновая	Кападагское	Кацмалинское
— " —	Колчеданно-полиметаллическая	Филизчайское	Мазымчайское, Кехнамаденское
Катех-Гюмбурчайская	Колчеданно-полиметаллическая	Катехское	Гюмбурчайское

Ряд геологов Азербайджана месторождения и рудопроявления северо-западной части Белокано-Шекинской зоны объединяют в единый рудный район, названный Белокано-Закатальским. В него входят Филизчайское, Катехское, Чедерское, Кацадагское

нальной стадии ($\text{Ag}_2\text{Cr}_1\text{aICr}_2$) — Шамшадинский, Шамхорский, Амасийский, Севанский, Сарыбабинский районы; верхний этап позднегеосинклинальной стадии и нижний этап раннеорогенной стадии ($\text{Ag}_1\text{Pg}_3\text{—N}_1^2$) — Храмский, Зекарский Гюмушлугский, Дзамский, Ордубадский, Мисханский, Далидагский, Зангезурский, Лерикский и Биченагский районы; Д. верхний этап раннеорогенной и нижний этап верхнеорогенной стадии ($\text{Aor}_1\text{N}_1^2\text{N}_1^1\text{—N}_2^1\text{—Aor}_2\text{—N}_2^1$) — Мерисский, Абракунисский, Зод-Агдудзагский, Зангелан-Ордубадский и Астара-Ленкоранский районы.

месторождения, а также Мазымчайское, Кацмалинское, Кехнамаденское и Гюмбульчайское рудопоявления. Учитывая, что за последнее десятилетие обнаружены рудопоявления висмутовой, сурьмяной, медной и редкометальной минерализации в юго-восточной части Белокано-Шекинской металлогенической зоны, мы считаем целесообразным выделить здесь самостоятельного Шеки-Башлайского рудного района.

В размещении оруденения колчеданно-полиметаллической и медно-пирротиновой формаций наблюдается некоторая закономерность. По данным некоторых исследователей колчеданно-полиметаллические руды являются более древними, чем медно-пирротиновые. От Жихих-Кызылдаринской зоны к Катех-Гюмбульчайской отмечается изменение и вещественного состава руд на площади проявления рудной минерализации. Локализации колчеданно-полиметаллических руд предшествует внедрение малых интрузий и субвулканических тел диабазового, андезито-дацитового и липарит-дацитового состава, медно-пирротиновые же руды иногда приурочены к унаследованным структурам вместе с габброидами (габбро и габбро-диориты), но образованы позже. Возможно они являются производными гранитондных, скрытых или же скрыто-погребенных интрузий.

В Жихих-Кызылдаринской подзоне сосредоточены медно-пирротиновые руды, включающие ксенолиты и останцы колчеданно-полиметаллической минерализации (Кызылдаринское, Жихихское и др. месторождения). Филизчай-Аттагайская зона характеризуется развитием колчеданно-полиметаллической минерализации и небольших линзообразных медно-пирротиновых руд (Филизчайское месторождение, Ахкеманское, Сарыбашское и др. проявления). Катех-Гюмбульчайское же рудное поле представлено исключительно колчеданно-полиметаллическими рудами.

Анализ имеющегося опубликованного и фондового материала по месторождениям и рудопоявлениям колчеданно-полиметаллической и медно-пирротиновой формаций Белокано-Шекинской металлогенической зоны Большого Кавказа свидетельствует о том, что оруденение здесь гидротермально-метасоматического генезиса и, видимо, связано со скрытыми гранитондными плутонами магматического происхождения.

Таким образом, в пределах Азербайджанской ССР размещены следующие металлогенические единицы Кавказского сложного складчатого подвижного пояса:

А. Фрагмент миогеосинклинали Южного склона Большого Кавказа — Белокано-Шекинская металлогеническая зона с Жихих-Кызылдаринской, Филизчай-Аттагайской и Катех-Гюмбульчайской подзонами, Белокано-Закатальским и Шеки-Башлайским рудными районами.

Б. Эвгеосинклинальная часть элементарной пары Малого Кавказа:

а) фрагмент геосинклинальной рамы — Тылашская металлогеническая зона с Лерикским и Астара-Ленкоранским рудными районами;

б) периферические зоны эвгеосинклинали: 1) Мисхано-Зангезурская юго-западная периферическая зона с Ордубадским и Далидагским рудными районами и юго-западной частью Зангезурского рудного района; 2) северо-восточная Сомхето (Локско)-Агдамская металлогеническая зона с Чирагидзорским, Кедабекским, Шамхорским, Дашкесанским, Мехманинским рудными районами;

в) фрагмент юго-западной периферической зоны — Вежнадинский рудный узел Кафанской металлогенической зоны;

г) юго-восточная часть геосинклинального рва эвгеосинклинали — Севано-Карабахская металлогеническая зона с Сарыбабинским, Тутхунским и Лачинским рудными районами;

В. Многоэвгеосинклинальная часть элементарной пары Малого Кавказа — Араксинская металлогеническая зона с Гюмушлугским, Биченагским, Абракунисским и Килит-Агдаринским рудными районами.

Все металлогенические зоны Большого и Малого Кавказа разграничены линиями глубинных интрагеосинклинальных разломов, секутся субмеридиональными линеаментами и поперечными разломами байкальского и герцинского фундамента, а также характеризуются специфичным магматизмом и геохимической специализацией. За исключением Кафанской зоны все они одновременно являлись структурно-формационными зонами, и многие из них одноименными тектоническими единицами. Кафанская зона в смысле формационной принадлежности может быть отнесена к Сомхито-Агдамской зоне, но отторгнута от нее Севано-Карабахским геосинклинальным рвом в верхнеюрско-нижнемеловое время.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдуллаев Р. Н. и др. Основные черты магматизма и метаморфизма Азербайджана. — Баку, Изд-во ЕЛМ, 1981.
2. Азизбеков Ш. А. Араксинская тектоническая зона. — В кн.: Тектоническое строение Азербайджана и Каспийской впадины. — Баку, Изд-во АН Азерб. ССР, 1968.
3. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. — Ереван, Изд-во Айпетрат, 1958.
4. Али-Заде С. А. и др. Основные черты металлогении Азербайджана. — Баку, Изд-во ЕЛМ, 1981.

5. Бекташи С. А. Металлогения палеоген-неогеновых гранитоидных формаций Малого Кавказа. — Баку, Изд-во АГУ им. С. М. Кирова, 1970.
6. Гаджиев Т. Г. и др. Магматические и рудные формации Азербайджана. — Баку, Изд-во ЕЛМ, 1981.
7. Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Ереван, Изд-во АН Арм. ССР, 1959.
8. Магакьян И. Г. Типы рудных провинций и рудных формаций СССР. М., Недра, 1969.
9. Магакьян И. Г., Мкртчян С. С. Генетическая связь оруденения с магматизмом (на примере Малого Кавказа). — В сб.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых, Госгеолтехиздат, 1960.
10. Обуэн Ж. Геосинклинали. ИЛ, 1967.
11. Пейве А. В., Синицын В. М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях. — Изв. АН СССР, серия геол., 1950, № 4.
12. Смирнов В. И. Металлогения тектонических зон геосинклиналей. — В кн.: Вопросы металлогении. — М.; Недра, 1965.
13. Сулейманов Э. С. Комплексные рудные формации Малого Кавказа (в пределах Азербайджана). — Изд-во АН Азерб. ССР, 1981.
14. Сулейманов С. М. Медно- и молибдено-порфировые месторождения Малого Кавказа (Азерб. часть). — Тематич. сборник АГУ, 1984.
15. Твалчрелидзе Г. А. Закономерности проявления магматических и рудных формаций в различных стадиях магматических циклов Кавказа. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. — М., Госгеолтехиздат, 1960.
16. Хаин В. Е. Главнейшие черты тектонического строения Кавказа. — Советская геология, 1949, сб. 39.
17. Шихайлибейли Э. Ш. и др. Основные черты тектоники Азербайджана. — Баку, Изд-во ЕЛМ, 1981.
18. Шихайлибейли Э. Ш. Севано-Карабахская и Мисхано-Кафанская тектонические зоны Малого Кавказа. — В кн.: Тектоническое строение Азербайджана и Каспийской впадины. — Баку, Изд-во АН Азерб. ССР, 1968.

О ТЕКТЕНИЧЕСКОЙ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ
ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ В
РАННЕМ ДОКЕМБРИИ

В последние годы в учении о полезных ископаемых оформилось особое научное направление, названное В. И. Смирновым [8] исторической металлогенией. Под воздействием новой геологической информации значительные изменения претерпели тектонические основы металлогении, в частности, теории геосинклиналей. Г. А. Твалчрелидзе [9, 10] оценил значение идей мобилизма для металлогении, использовал последние данные о геологии океанов и континентальных рифтов, выделил два главных типа развития земной коры и показал специфические особенности их структурных форм, магматизма и оруденения.

Первый тип — прямой, прогрессивный, конструктивный — отражает следующие переходы: океан → внешняя островная дуга → внутренняя островная дуга → орогенный пояс → стабильная платформа. Обратное, регрессивное, деструктивное развитие земной коры следует по другой модели: активизированная платформа → сводово-глыбовая структура → континентальный рифт → океанический рифт → океан. Прямой путь сопровождается гомодромным рядом магматических формаций: от ультраосновной коматиитовой магмы через базальтовую и ее кислые дифференциаты к палингенной гранитной. При обратном развитии магматизм имеет антидромный характер, при котором кислые члены последовательно сменяются основными, а в океанических рифтах — ультраосновными. Соответственно намечаются два последовательных ряда рудных формаций.

Необратимость и прогрессивная направленность развития земной коры находит отражение в усложнении состава и увеличении разнообразия осадочных, магматических и рудных формаций, в наращивании мощности континентальной коры и возрастании контрастности геологических структур.

Эта общая тенденция, несомненно, проявляется в ходе геологической истории. Вместе с тем необходимо подчеркнуть, что региональные структуры конструктивной и деструктивной группы появились на разных этапах геологической истории, и что

уже в архее континентальная земная кора обладала значительной тектонической и металлогенической дифференциацией.

Первыми возникли структуры конструктивной группы — архейские зеленокаменные или супракрустальные пояса. Более поздние элементы этой группы представлены раннепротерозойскими подвижными и поздне-протерозойскими-фанерозойскими складчатыми поясами. Первые стабильные структуры — прото-платформы появились на рубеже архея и протерозоя, а первые деструктивные структуры — области протоактивизации — в раннем протерозое. В дальнейшем стабильную группу продолжили древние и молодые платформы, а деструктивную — области тектоно-магматической активизации и континентального рифтогенеза [4].

К. О. Кратц и др. [7] в архейской истории материков различают две стадии главных тектонических, плутонических и метаморфических процессов. Первая стадия (3,8—3,5 млрд лет) охватывает древнейшие супракрустальные комплексы Гренландии, Зимбабве, Восточной Сибири и завершается ранней и, вероятно, неповсеместной стабилизацией континентальной коры. Вторая стадия (3,5—2,5 млрд. лет) характеризуется широким спектром геологических формаций и структур от низкометаморфизованных гранитно-зеленокаменных до гранит-гранулитовых комплексов и заканчивается крейонизацией обширных участков, где накапливаются древнейшие платформенные отложения.

Металлогению архейских супракрустальных поясов определяют колчеданные месторождения цветных металлов, железистые кварциты, медно-никелевые месторождения в ассоциации с коматинитами, гидротермальные месторождения золота и редкометалльные пегматиты. По мнению К. Анхауссера [13] преобладание золоторудных месторождений в супракрустальных поясах Южной Африки, а колчеданных месторождений — в Канаде связано с их различным возрастом, соответственно, ранне- и позднеархейским. Несколько лет назад австралийские геологи подчеркивали, что металлогеническая специализация супракрустального пояса Уилуна-Норсман, а именно сочетание гидротермальных месторождений золота с медно-никелевыми, обусловлена более древним возрастом этого пояса (3,1 — 2,8 млрд. лет) по сравнению с поясом Абитибн (2,8 — 2,6 млрд. лет) на Канадском щите, где золоторудные месторождения сочетаются с колчеданными. Однако последние радиогеохронологические исследования опровергают это предположение. Они указывают на синхронность супракрустальных комплексов Уилуна-Норсман и Абитибн и определяют время формирования сульфидных медно-никелевых месторождений в ассоциации с коматинитами в 2,8 млрд. лет [1]. Вместе с тем, в Северо-Восточном Китае среди раннеархейских (3,1 млрд. лет) осадочно-вулканогенных толщ, вмещающих Аньшаньские железистые кварциты, обнару-

жено крупное медно-цинковое колчеданное месторождение Хунтоушань [18].

Латеральной неоднородностью земной коры, вероятно, обусловлено и своеобразие раннедокембрийской геологии и металлогении Алданского щита содержат мощные горизонты кварцитов и доломитов, метаморфизованы в условиях гранулитовой фации и на больших площадях подвергнуты интенсивной гранитизации и повторному метаморфизму амфиболитовой фации. Эти наложенные процессы происходили в конце архея — начале протерозоя, сопровождались образованием магнезиально-скарновых месторождений флогопита и магнетита, которые не известны на других щитах, и во времени были близки к формированию так называемых троговых структур. Некоторые исследователи считают раннедокембрийские троговые структуры Алданского щита аналогами архейских зеленокаменных поясов, другие полагают, что они формировались в разных геотектонических условиях [2].

Необходимо подчеркнуть, что в архейских супракрустальных поясах субмаринные вулканогенные комплексы, с которыми ассоциируются колчеданные месторождения, обладают резкой дифференциацией. Наиболее известным примером служит район Норанда в поясе Абитиб, где колчеданные месторождения приурочены к центральной части вулканической кальдеры, сложенной эффузивными и пирокластическими породами основного, среднего и кислого состава [14].

На Западно-Австралийском щите в блоке Пилбара среди архейских вулканитов давно известно свинцово-цинковое месторождение Бит Стабб, относящееся к колчеданному типу. Оно не привлекало особенного внимания из-за небольшого масштаба и стандартного геологического строения. В последние годы рудовмещающие толщи группы Уарравуна детально изучены и надежно датированы [16]. Установлено, что они залегают на значительном основании и снизу вверх разделяются на две подгруппы: Талга Талга и Салгаш. Разрез подгруппы Талга Талга начинается базальтами Норт Стар, возраст которых с помощью Sm/Nd метода определен в 3560 ± 32 млн. лет. На них залегают карбонатные и кремнистые сланцы, снова базальты, а затем кислые вулканиты формации Даффер, в которых и заключено месторождение Вит Стабб. Последнее связано с риолитовыми куполами, внедрившимися в жерло древнего вулкана, сложенного агломератами, туфами, лавами основного, среднего и кислого состава. Возраст дацитов по данным U/Pb метода по цирконам равен 3452 ± 16 млн. лет, а колчеданных руд по Pb/Pb методу оценен в 3500 млн. лет. Подгруппа Салгаш представлена кремнистыми сланцами, базальтами, коматинитами и кислыми вулканитами. Ее верхняя возрастная граница определяется в 3,4—3,2 млрд. лет. Таким образом уже самое древнее колчедан-

ное месторождение ассоциируется с контрастной базальтоидной серией, включающей кислые ее члены и сопряжено со структурами вулканогенного происхождения.

Более того, в некоторых супракрустальных поясах на ограниченных площадях пространственно сближены уникальные по генезису и масштабу рудные месторождения [3]. Так, выдающиеся архейские никелевые и золоторудные месторождения Западной Австралии сосредоточены в рудном районе Каргурли-Камбалда-Норсман. Здесь же известны литневые пегматиты. Образование первых было связано с подводными излияниями мантийных расплавов, вторых — с деятельностью постметаморфических растворов, третьих — с внедрением внутрикоровых палигенных магм. Вулканогенные никелевые месторождения были сформированы в результате инъекции сульфидных расплавов в дифференцированные покровы ультрамафических лав, а затем подвергнуты метаморфизму и интенсивным деформациям вследствие роста гранитных куполов в сиалическом основании с частичным переотложением сульфидных руд. Гидротермальные месторождения золота распространены по всему разрезу супракрустальных толщ, контролируются зонами крупных разрывных нарушений, пересекающими складчатые структуры, и сопровождаются ореолами низкотемпературных гидротермальных изменений. На месторождении Каргурли с помощью Rb/Sr метода возраст околорудных метасоматитов определен в 2675 ± 35 млн. лет. Литневые пегматиты ассоциируются со штоками лейкократовых адамеллитов, залегают среди коматитовых лав в виде пологих жил и имеют почти тот же самый возраст (2640 ± 35 млн. лет). Следовательно уже в раннем докембрии существовали локальные неоднородности континентальной земной коры, с которыми были связаны сложные эндогенные рудообразующие системы.

Выдающуюся роль протерозойской или, точнее, среднепротерозойской металлогенической эпохи подчеркивали многие исследователи. Ее максимум приходится на 2,2—1,3 млрд. лет и совпадает с одним из переломных рубежей геологической истории, будто стиль тектонического развития, характер магматизма, метаморфизма, эндогенного и экзогенного рудообразования. Объем статьи не позволяет перечислить все относящиеся сюда аргументы. Необходимо вместе с тем подчеркнуть, что в эпоху эту процессы рудообразования интенсивно проявлялись и в протерозойских подвижных поясах, и на протоплатформах, и в областях протоактивизации. С первыми связаны месторождения железистых кварцитов и колчеданных руд, стратиформные золото-урановые месторождения, мусковитовые пегматиты; со вторыми — металлоносные конгломераты и медистые песчаники; с третьими — обширная серия магматогенных и постметаморфических месторождений хрома, платины, никеля, урана, редких элементов.

Параллельное развитие и пространственное сочетание региональных рудоносных структур протерозойского возраста, принадлежащих к различным группам, устанавливается на многих территориях. На Канадском щите вдоль южной границы архейского кратона Супериор в раннем протерозое образовались протоплатформенные гуронские отложения, в основании которых располагаются ураноносные конгломераты Блайнд Ривер, а затем внедрился никеленосный массив Садберн. На юге Восточной Сибири к конструктивной группе принадлежат раннепротерозойский Байкало-Витимский пояс с его колчеданной и гидротермальной минерализацией, к стабильной — меденосная синклиналь Удокана, к деструктивной — Джелтулахская и Усть-Гилюйская шовные зоны с редкометальной минерализацией.

О латеральной изменчивости протерозойских региональных рудоносных структур свидетельствуют и другие факты. Г. И. Каляев, А. И. Стрыгин [5] установили, что в европейской части СССР относительная роль вулканогенных и осадочных пород, сопровождающих железистые кварциты, во времени менялось. Если архейские формации тесно ассоциированы с основными и кислым субмаринным вулканизмом, то нижнепротерозойские формации Кривого Рога и КМА почти не содержат эффузивного и пирокластического материала. Они образовались на стадии зрелой континентальной коры, когда уже существовали крупные возвышенности типа Кордильер, отделявшие бассейны железонакопления от подводных и наземных вулканических областей. На границе нижнего и среднего протерозоя кластогенные железисто-кремнистые руды накапливались в прибрежной зоне, за счет размыва архейских и раннепротерозойских формаций.

В протерозое существенно различались также палеотектонические и палеофациальные условия колчеданного рудообразования. Так, в Финляндии среднепротерозойские колчеданные месторождения Орниярви локализуются в узком складчатом поясе карелид и ассоциируются с контрастной серией кислых и основных вулканитов, подвергшейся интенсивному расщелачиванию и метаморфизму амфиболитовой фации, а месторождения Оутокумту и Вуонас располагаются среди черносланцевой толщи, насыщенной ультрабазитами и имеющей аллахтонное залегание вследствие крупных горизонтальных перемещений [15]. В Австралии близкие к ним по возрасту месторождения Макатур Ривер и Маунт Айза находятся в эпикратонной впадине, заполненной вулканогенно-осадочной серией шельфового типа, а месторождение Брокен Хилл образовалось в пределах древней островной дуги, а затем подверглось многофазным деформациям и метаморфизму [17]. В северо-западном Прибайкалье Холоденское месторождение приурочено к Олоkitскому шовному

прогибу на границе Сибирской платформы [12]. Вмещающие его субмаринные осадочные породы содержат тела основных и ультраосновных пород, интенсивно дислоцированы и метаморфизованы вместе с колчеданными рудами в условиях амфиболитовой фации. Большинство исследователей относит Олоkitский прогиб и Холодненское месторождение к рифею (1 млрд. лет). Однако появляются указания на то, что они возникли в середине протерозоя (2,0—1,8 млрд. лет) и, соответственно, коррелируются во времени с колчеданными поясами Австралии и Финляндии.

В отличие от протерозойских подвижных поясов для областей протоактивизации характерно проявление субаэрального осадконакопления и вулканизма, которые происходили в обстановке глыбовых перемещений континентальной земной коры. Крупные глубинные разломы открыли пути для проникновения мантийных расплавов в ранее стабилизированные блоки и в протоплатформенные чехлы. Неповторимые черты областям протоактивизации придают расслоенные дайки, стратифицированные массивы ультраосновных и основных пород, интрузии анортозитов и рапакиви, сопровождаемые мощным и разнообразным эндогенным орудением. С протоактивизацией раннедокембрийских структур земной коры связано также проявление первых полиформационных магматических комплексов центрального типа и образование в разломах кристаллического фундамента рудоносных щелочных метасоматитов. Соответственно области протоактивизации в зависимости от ведущего рудообразующего процесса могут быть подразделены на три типа: тектоно-вулканический, тектоно-плутонический и тектоно-метасоматический [3].

Специфические черты эпиконтинентального протерозойского вулканизма и его сопряженность с тектоно-магматической активизацией показаны П. М. Хреновым [11] на примере Прибайкальского вулканического или точнее, вулкано-плутонического пояса. Нижнюю часть его разреза составляют вулканогенные молассы, представленные многократным переслаиванием пестроцветных конгломератов, гравелитов, кварцевых и аркозовых песчанников, трахитов, трахидацитов и трахиандезитов. В верхней части преобладают кислые эффузивы и прокlastические породы, прорванные гипабиссальными и вулканическими телами порфировидных гранитов, граносиенитов, гранитов рапакиви. Отличительная особенность пояса — проявление дислоционного метаморфизма амфиболитовой фации, высокотемпературного метасоматоза, более поздних регрессивных изменений на уровне зеленосланцевой фации. Его металлогенический профиль определяет комбинация редкометальной минерализации с полиметаллической и флюоритовой.

На Балтийском щите, однако, явления протоактивизации сопровождались базальтоидным вулканизмом с последователь-

ным переходом к более основным породам, о чем свидетельствуют результаты изучения Печенгского комплекса по материалам Кольской сверхглубокой скважины [6]. В разрезе скважины он состоит из двух серий: Никельской и Луостаринской. Нижняя Луостаринская серия принадлежит к трахиандезит-базальтовой и кварцито-карбонатной формациям, верхняя Никельская — к пикрито-базальтовой и граувакковой формациям. Присутствие базальных конгломератов и древних кор выветривания указывает на формирование протерозойского осадочно-вулканогенного комплекса на консолидированном основании. Судя по геологическим и геохимическим данным, растяжение континентальной земной коры сопровождалось превращением лагуны в мелководный морской бассейн и последовательным опусканием магматических очагов вглубь мантии. На позднем этапе протерозойский комплекс подвергся интенсивным надвиговым перемещениям и прогрессивному зональному метаморфизму в диапазоне от пренит-пумпеллитовой до амфиболитовой фации. Эти процессы захватили также стратифицированные никеленосные интрузивы основного—ультраосновного состава, расчленили их на отдельные фрагменты и сформировали богатые эпигенетические рудные тела. Заложение внутриконтинентального рифта, с которым связан Печенга-Имандра-Варзугский вулканический пояс, датируется в 2,2 — 2,1 млрд. лет, этап метаморфизма в 1,8 — 1,6 млрд. лет.

На разных материках стабилизация раннедокембрийской континентальной земной коры происходила в разное время. Различным был и возрастной диапазон явлений протоактивизации — от 2,5 до 1 млрд. лет. Но ее максимум приходится на 2,0—1,8 млрд. лет, когда сформировались хромитеносный Бушвельдский комплекс, никеленосный массив Садбери, ультраосновно-щелочной и карбонатитовый комплекс Палабара, ураненосные натровые метасоматиты и т. д.

С этих позиций среднепротерозойская металлогеническая эпоха обнаруживает значительное сходство с мезозойской, когда на обширных пространствах Восточной и Центральной Азии области тектоно-магматической активизации развивались параллельно с платформенными структурами и с мезозойскими геосинклинальными поясами.

Но если в мезозое наблюдаются переходы от океанических структур до континентальных и обратно, отмеченные Г. А. Твалчредидзе, то для протерозоя и, тем более, для архея вопросы о существовании океанов и механизме формирования континентальной земной коры остаются предметом дискуссии. Поэтому оба пути развития — прямой и обратной — на сегодня могут быть сопоставлены начиная с протерозоя и только для материков. Сопоставления такого рода подтверждают выводы о принципиальном различии металлогении конструктивных и дизъюнктивных рудоносных структур. Вместе с тем они намечают опре-

деленную эволюцию внутри каждой группы, позволяют выделить рудные месторождения, типоморфные для групп в целом и для отдельных их членов. В конструктивной группе «сквозное» развитие имеют осадочно-вулканогенные месторождения колчеданных руд, в деструктивной — магматические, карбонатитовые и постмагматические месторождения в ассоциации с магматическими комплексами центрального типа. Типоморфные месторождения областей протоактивизации представлены стратифицированными залежами хромитовых, платиновых, титановых, никелевых руд и рудоносными щелочными метасоматитами, областей тектоно-магматической активизации — близповерхностными низкотемпературными флюоритовыми и золото-серебряными месторождениями и т. д. Однако рассмотрение этих вопросов выходит за рамки настоящей статьи.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гровс Д. И., Батт У. Д. Факторы, контролирующие гетерогенное распределение металлогенических ассоциаций в архейских зеленокаменных поясах на примере Западной Австралии. — В кн.: 27-ой Международный геологический конгресс. Геология докембрия. — М., Наука, 1984.
2. Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. — Новосибирск, Наука, 1983.
3. Казанский В. И. Эволюция рудоносных структур докембрия: архейские кратоны в области протоактивизации. — В кн.: Рудоносные структуры докембрия. — М., Наука, 1982.
4. Казанский В. И. Эволюция земной коры и эндогенное рудообразование. — В кн.: Глубинное строение и условия формирования эндогенных рудных районов, полей и месторождений. — М., Наука, 1983.
5. Каляев Г. И., Стрыгин Г. И. Докембрийские железисто-кремнистые формации Европейской части СССР и палеотектонические условия их образования. — В кн.: Рудоносные структуры докембрия. — М., Наука, 1982.
6. Кольская сверхглубокая. Исследования глубинного строения континентальной земной коры с помощью бурения Кольской сверхглубокой скважины. — М., Недра, 1984.
7. Кратц К. О., Хильтова В. Я., Вревский А. В. и др. Периодизация тектонических событий докембрия. — В кн.: Проблемы тектоники раннего докембрия. — Л., Наука, 1980.
8. Смирнов В. И. Эндогенное рудообразование в геологической истории. Геология рудных месторождений, 1982, № 4.
9. Твалчредидзе Г. А. Мобилизм или классическая геотектоника (прикладное значение в металлогении). Итоги науки и техники. Серия рудные месторождения, — т. 9, — М., ВИНТИ, 1979.
10. Твалчредидзе Г. А. Металлогения двух основных типов развития земной коры. Геология рудных месторождений, 1982.

11. Хренов П. М. Негеосинклинальные вулканоплутонические пояса континентального массива Восточной Сибири. — М., Недра, 1981.
12. Холодненское колчеданно-полиметаллическое месторождение в докембрии Прибайкалья. — Новосибирск, Наука, 1982.
13. Anhaeusser C. R. Archean greenstone terranes: geologic evolution and metallogenesis. *Revista Brasileira de geociencias*, 1982, v. 12, № 1. 2. 3.
14. Dimroth E., Imreh L., Rocheleau M., Coulet N. Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi belt, Quebec. Part I, Stratigraphy and paleogeographical model. *Can. J. Earth Sc.*, 1982, v. 9, № 9.
15. Gaal G. Nickel metallogeny related to tectonics in the Central Baltic shield. *Revista Brasileira de geociencias*, 1982, v. 12, № 1, 2, 3.
16. Hickman A. H. Crustal evolution of the Pilbara block, Western Australia. In: *Archean geology*. Geological soc. of Australia, Spec. publ. № 7, 1981.
17. Rutland R. W. R., Both R. A. Major stratiform base metal deposits in the Australian Proterozoic. In: *The development potential of Precambrian mineral deposits*. N. Y. etc. Pergamon press, 1982.
18. Zhang Quisheng. Geology and metallogeny of the Early Precambrian in China. *Zhongguo zaddin hanwuji dizhi ji Chandkuand zudyong* (in chinese), 1984.

ИЕРАРХИЧЕСКАЯ СОПОДЧИНЕННОСТЬ И ФОРМЫ
ВЗАИМОСВЯЗИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И РУДНЫХ
ФОРМАЦИЙ

Современные требования к повышению эффективности геологоразведочных работ способствовали интенсивному развитию за последние годы теоретической и региональной металлогении, практической отдачей которой служит обоснование критериев и методов прогнозной оценки рудоносных площадей различного ранга. Общеизвестна ведущая роль формационного анализа при установлении закономерностей образования и размещения месторождений в определенных структурных зонах земной коры. Совершенствование данного метода нашло отражение в создании новых схем систематики геологических и рудных формаций, разработке их генетических и логико-информативных моделей, облегчающих глубинное прогнозирование.

Вместе с тем, как отмечалось на состоявшемся в Новосибирске в 1981 году совещании по проблеме «Генетические модели эндогенных рудных формаций», выявление особенностей, определяющих самостоятельность, границы и корректность выделения рудных формаций остается главной задачей дальнейших исследований в рассматриваемой области [2]. К числу наиболее важных дискуссионных вопросов, на наш взгляд, относятся формы связи и иерархическая соподчиненность ассоциаций горных пород (геологических формаций) и заключенных в них минеральных парагенезисов (рудных месторождений и формаций), а также конвергентность рудных и рудоносных формаций. В предлагаемой статье, не претендующей на решение упомянутых сложных вопросов, делается попытка их обсуждения как в общем теоретическом плане, так и на конкретном материале по Кавказу и Грузии.

Заметим, что термин «рудная формация» большинством исследователей применяется только по отношению к металлическим полезным ископаемым, тогда как термин «руда» имеет более широкий смысл и означает «минеральное вещество, из которого технологически возможно и экономически целесообразно извлекать металлы и минералы» (Геологический словарь, 1978 г.). Следовательно, рудные формации могут содержать в

качестве полезных компонентов не только металлы, но и «горно-рудное сырье» — пьезокварц, агат, слюду, тальк, флюорит и т. д.

Другую крупную группу образуют нерудные формации, продуктивные на неметаллические полезные ископаемые, представленные самой добываемой породой — гранитом, туфом, мрамором и т. д. Эта группа формаций нами не рассматривается, а за рудными формациями мы сохраняем в основном их «классическую» трактовку (т. е. применительно к рудам металлов), с учетом отмеченной возможности более широкого понимания.

Как известно, кардинальное понятие формационного анализа — «геологическая формация» — несмотря на длительную историю своего существования не имеет единого общепринятого определения. Современные взгляды большинства исследователей обобщены А. Д. Щегловым, предложившим следующую формулировку: — «геологическая формация — это естественно-историческое сообщество генетически (парагенетически) связанных геологических образований (горных пород), возникающих в строго определенных условиях геотектонического развития определенных структур земной коры» [20].

Термину «геологическая формация» обычно придается собирательный смысл, с выделением следующих групп или классов формаций: а) осадочные, б) осадочно-вулканогенные, в) магматические, г) рудные. В качестве самостоятельных групп некоторые исследователи выделяют также метаморфические и метасоматические формации.

Дискуссионным остается вопрос — можно ли, придерживаясь приведенной схемы, считать рудные формации образованиями такого же иерархического уровня, как остальные группы (классы) формаций? Мы полагаем, что взаимоотношения между формациями горных пород и парагенезисами рудных минералов (рудными формациями) еще недостаточно четко систематизированы, как с точки зрения природных генетических и пространственных связей, так и таксономической соподчиненности. Естественно, что в данном аспекте особо важное значение приобретает понимание термина «рудная формация». Развивая взгляды Ю. А. Билибина, С. С. Смирнова, И. Г. Магакьяна, Р. М. Константинова, В. А. Кузнецова и других, А. Д. Щеглов определяет рудную формацию как группу месторождений со сходными по составу устойчивыми минеральными ассоциациями, принадлежащих к одному генетическому типу и образовавшихся в близких геологических условиях [20]. Как подчеркивает В. А. Кузнецов и А. Д. Щеглов в приведенном определении неотъемлемым требованием является учет геологической обстановки образования месторождений, так как признак лишь минерального сходства руд приводит к группировке объектов по внешним описательным признакам и сводит на нет главную цель формацион-

ного анализа — выяснение закономерностей размещения месторождений.

Еще основоположники учения о формациях Н. С. Шатский и Н. П. Херасков включали в понятие формации парагенезисы рудных минералов, ассоциирующих с горными породами, в которых они заключены. Это направление в дальнейшем развивалось В. С. Кормилицыным и П. А. Строной, определявшими рудную формацию как совокупность месторождений, генетически или парагенетически связанных с определенной магматической или стратифицированной формацией [5]. В. А. Кузнецов с соавторами также отмечают, что «рудные формации, по существу — это составная часть геологических формаций» [8]. Отсюда, казалось бы, легко заключить, что таксономические уровни геологических и рудных формаций различны. Но соотношения между рудным веществом и средой рудоотложения неодинаковы в сингенетических, эпигенетических и полигенных месторождениях, что осложняет понимание объема и ранга термина «рудная формация». Например, на южном склоне Большого Кавказа в юрских сланцевых толщах залегают неогеновые ртутные, сурьмяные и мышьяковые месторождения и рудопроявления, связанные с процессами тектоно-магматической активизации и контролируемые разломами. Огромный разрыв во времени и отсутствие парагенетической связи между сланцами лейаса и мышьяково-редкометальным оруденением не позволяет рассматривать их в качестве единой геологической формации в изложенном выше понимании. Очевидно, в данном случае целесообразно разделять и говорить о рудовмещающей формации и заключенных в ней «чуждых» (по Р. М. Константинову) рудных формациях: кварц-арсенопиритовой, кварц-антимонит-ферберитовой, киноварно-диккитовой и др. [4]. При этом рудная формация приобретает смысл абстрактной единицы целевой систематики месторождений. С другой стороны, месторождение не может образоваться вне определенной геологической среды; согласно Л. Н. Овчинникову, оно объединяет рудное тело и первичный геохимический ореол, обычно не имеющий резкой границы с подвергшимися предрудной гидротермальной переработке породами [10].

Если рудная формация — это «группа месторождений...», то в ее состав должна включаться и среда рудоотложения, но в каком объеме? При разновозрастности минеральных парагенезисов и вмещающих пород, ограничение конкретных рудных формаций в пространстве встречает значительные трудности. А последние отчетливо проявляются на примере анализа формационной принадлежности полигенных колчеданных месторождений. Как известно, В. И. Смирнов [14] назвал комбинированными месторождения сложного генезиса, в которых совмещены продукты сингенетического и эпигенетического рудоаккумуляции. По А. И. Кривцову и М. Б. Бородаевской [6], гидротермально-осадочным пу-

тем образуются бескорневые колчеданные залежи в палеодепрессиях морского дна. Они четко контролируются определенными литолого-стратиграфическими уровнями, что позволяет считать оруденение данного типа (залежи, гнезда, зоны рассеянной минерализации) составной частью соответствующей геологической формации (вулканогенно-осадочной толщи). Это относится и к многоэтажно-ритмическим залежам флишайского типа.

Другой тип колчеданного оруденения приурочен к фазам усиления вулканической активности и контролируется выводящими каналами или корнями кислых продуктов вулканизма. Рудные тела имеют гидротермально-метасоматическое происхождение, эпигенетичны по отношению к вмещающим толщам и потому в строгом смысле не могут считаться формационными ячейками того литолого-стратиграфического уровня, на котором залегают. Наконец, в комбинированных месторождениях «сингенетические и эпигенетические процессы рудоотложения представляют различные выражения одного и того же явления; они сопряжены во времени и связаны в цельную пространственную систему» [6].

Гетерогенность условий рудообразования приводит Г. А. Твалчрелидзе [19] к заключению, что колчеданные месторождения не являются единой рудной формацией, а образуют обширную группу формаций.

Согласно М. Б. Бородаевской и А. И. Кривцову [6], базисная концепция происхождения колчеданных месторождений заключается в их приуроченности к определенным эвгеосинклинальным формациям ранних стадий развития, причем эпигенетические рудообразующие процессы не выходят за временные границы становления рудоносных формаций. Данное положение в интересующем нас аспекте может быть проиллюстрировано на примере медно-пирротиновых и медно-пирротин-полиметаллических месторождений Большого Кавказа (Кацдаг, Кызыл-Дере и др.), названных В. И. Буадзе «унаследованно-стратиформными» [1]. Как показали исследования В. И. Буадзе, А. Г. Твалчрелидзе и др., гидротермально-метаморфогенный механизм образования унаследованно-стратиформных месторождений в самых общих чертах заключается в наложении на первичные колчеданные залежи реакционной минеральной ассоциации, связанной с воздействием глубинных бессернистых флюидов, вызывающих замещение пирита пирротинном [18]. Такие флюиды, по-видимому, зарождаются в верхней мантии, т. е. за пределами объема колчедановоносной формации, а потому месторождения упомянутого типа не могут считаться непосредственными составными ячейками последней, хотя связаны с ней в пространстве и близки по времени.

Автор присоединяется к точке зрения А. Г. Твалчрелидзе, который в недавнем обстоятельном исследовании [17] не вклю-

чил гидротермально-метаморфогенные медно-пирротиновые месторождения в группу колчеданных формационных типов.

Недостаточно выясненным нам представляется вопрос о формационной принадлежности жильных медно-пирротиновых и пирротин-полиметаллических рудопроявлений, широко распространенных в сланцевых толщах южного склона Большого Кавказа. Некоторые исследователи рассматривают их в качестве оруденелой системы подводящих каналов, что соответствует концепции о возможном нахождении на одном литолого-стратиграфическом уровне продуктов сингенетичного и эпигенетичного колчеданного рудообразования. Другие авторы склонны считать жильные медно-пирротин-полиметаллические проявления самостоятельной рудной формацией, возникшей на орогенном этапе развития региона. По мнению А. Г. Твалчрелидзе, гидротермальный метаморфизм сланцевых толщ и медно-пирротиновый рудогенез — два независимых, хотя и взаимосвязанных явления, причем редукция первичных колчеданных руд в медно-пирротиновые тела наблюдаются лишь вблизи глубинных разломов [17]. На наш взгляд, это говорит в пользу объединения собственно-колчеданных, колчеданно-полиметаллических, унаследованно-стратиформных и жильных медно-пирротиновых месторождений Большого Кавказа в единый комплекс (надформационную таксономическую ступень), не выходящий за возрастные рамки геосинклинального этапа.

Здесь уместно затронуть принцип конвергентности рудных минералов и месторождений. Применительно к геологии конвергенцию определяют как «возможность возникновения сходных и даже однотипных минеральных образований при различных геологических процессах» [13].

Начиная с известной работы В. И. Смирнова о конвергентности колчеданных месторождений [14], многими исследователями описывалась близость или повторяемость состава руд, образовавшихся по неодинаковым генетическим схемам в разных геологических обстановках. От этих фактов переходят к представлению о конвергентности и рудных формаций в целом, но такой логичный на первый взгляд вывод, по нашему мнению, является неправомерным. В нем заключена качественная ступень, о которой порой забывают в связи с недостаточно строгим соблюдением терминологических критериев. Ведь группа однотипных по составу месторождений — это еще не рудная формация. Как подчеркивалось выше, на основании определений В. А. Кузнецова, А. Д. Щеглова и других в понятие формации обязательно входит триада признаков: состав, генезис и тектоническая позиция (приуроченность к конкретным типам структур земной коры и стадиям их развития). Если сопоставляются группы месторождений, хотя бы разновозрастных и разобщенных в простран-

стве, но отвечающих всем вышеуказанным признакам формации, то это не конвергенция, а соблюдение основного закона теоретической металлогении — повторяемости однотипных оруденений в одинаковой обстановке. Если же речь идет о сходстве состава, а иногда и генезиса месторождений, занимающих разную тектоническую позицию, то налицо конвергенция именно минеральных ассоциаций, но не рудных формаций, поскольку не соблюдается требование о совпадении всех классификационных признаков формации.

Д. В. Рундквисту [13] принадлежит важный вывод о том, что по мере возрастания уровня организации природных тел (от минералов к их парагенезам и месторождениям) закономерно уменьшается степень их конвергентности, отражающая вариации способов образования [12]. Развивая данный тезис следует прийти к заключению о невозможности конвергенции рудных формаций. В цитируемой работе Д. В. Рундквист по существу придерживается аналогичных взглядов, но с другим толкованием терминов. Он справедливо подчеркивает, что комплексы (парагенезы, ряды) формаций «представляют собой образования уже не конвергентные, а характеризующие вполне определенные геологические условия развития земной коры» [12]. Однако сами рудные формации названный исследователь считает конвергентными, способными возникать «в итоге различных геологических процессов и в различных типах зон» [12]. По изложенным выше соображениям с этим мнением трудно согласиться. Тем более, что Д. В. Рундквист и другие ученые ВСЕГЕИ вводят подчиненную рудной формации таксономическую единицу — «формационный тип месторождений» [12], который признается инвариантным, отражающим геологические особенности формирования месторождений в определенных обстановках. Если не обладают конвергентностью формационные типы месторождений и надформационные ассоциации (комплексы, ряды), то вряд ли могут быть конвергентными промежуточные единицы — рудные формации.

Обратимся к некоторым примерам. На территории Грузии известны структурно-металлогенические зоны трех типов (сланцевая эвгеосинклиналь Южного склона Большого Кавказа, Аджаро-Триалетская рифтогенная вторичная эвгеосинклиналь, Болнисский наложенный прогиб неполного цикла развития), в которых широко распространено медно-полиметаллическое оруденение. Во всех зонах типоморфными рудными минералами являются пирит (на Южном склоне также и пирротин), халькопирит, сфалерит, галенит, представляющие собой в полной мере конвергентные образования. Ассоциации этих минералов, характеризующие минеральные типы оруденений, уже менее конвергентны: например, пирит-халькопирит-сфалерит-галенитовый парагенез встречается во всех трех зонах, но пирит-пирротин-халь-

копиритовый и пирротин-полиметаллический — только в зоне Южного склона; сфалерит-галенит-баритовый — в Болнисской зоне и т. д. Наконец, минеральные типы оруденений в сочетании с геологическими обстановками их проявления образуют упоминавшиеся выше конкретные формационные типы, не конвергентные в перечисленных металлогенических зонах.

В свете исследуемых соотношений важно подчеркнуть, что конвергентные минеральные парагенезы могут быть как сингенетичными, так и эпигенетичными по отношению к вмещающим породам; следовательно и рудные формации не обладают единой ранговой корреляцией с геологическими формациями. Согласно А. Д. Щеглову [20], с осадочными геологическими формациями обычно бывает связана одна рудная формация, а с магматическими и метаморфическими часто связаны несколько рудных формаций.

Значительным шагом в развитии формационного анализа явилась разработанная металлогенистами ВСЕГЕИ четкая систематизация представлений о рудовмещающих, рудогенерирующих и рудоносных формациях [7]. Автором делается попытка некоторого уточнения этих взглядов, базирующаяся на опыте применения рассматриваемой систематики в условиях Грузии [11].

1. Рудоносные материнские или рудогенерирующие формации не содержат в качестве составной части промышленно ценную эндогенную минерализацию, но в генетической связи с ними оруденение образуется в близлежащих, более древних формациях. По отношению к гидротермальным месторождениям рудогенерирующими являются магматические тела разных фаций глубинности от плутонических до субвулканических. Как известно, идея металлогенической специализации интрузивов в смысле повышенной концентрации в них рудных компонентов в настоящее время многими исследователями ставится под сомнение и этот фактор признается хотя и благоприятным, но недостаточным для образования соответствующих месторождений. Не менее важно предшествующее рудообразованию возникновение мобильных для переноса форм нахождения металлов [9].

Трудность непосредственного установления отмеченных факторов делает более или менее условным выявление конкретных рудогенерирующих формаций; в случае телетермальных месторождений, связь последних с магматизмом вообще не наблюдается.

А. Г. Жабиным и Н. С. Самсоновой [3] на примере Квайсинского свинцово-цинкового месторождения (Юго-Осетинская АО) изучена вертикальная гидротермально-конвективная палеосистема с интервалом рудоотложения до 1500 м, без существенного изменения состава и облика руд. По мнению названных авторов, на движение гидротерм в конвективной системе важ-

нейшее влияние оказывают тепловые аномалии в виде малых гранитоидных и дацито-липаритовых интрузий. Роль таких аномалий в «запуске» механизма конвекции дает основание расширить понимание термина «рудогенерирующие интрузии» и применять его не только в смысле эндогенных источников металлов, но и в смысле энергоносителей, обеспечивающих циркуляцию гидротерм [11].

Из сказанного следует заключить, что рудные формации не могут считаться непосредственными составными частями материнских рудогенерирующих формаций, а имеют с ними временную и генетическую (парагенетическую), но лишь изредка пространственную связь.

2. Собственно рудоносные продуктивные формации содержат промышленно-ценную минерализацию в качестве составной части. Оруденение пространственно и во времени связано с породами данной формации, так например, месторождения хромита — с дунит-гарцбургитами; некоторые типы железорудных и медных месторождений — со скарнами; бокситы — с латеритной корой выветривания. Как было отмечено выше, наиболее сложной оказывается связь колчеданных месторождений с вулканогенно-осадочными и терригенными породами; поскольку на близких литолого-стратиграфических уровнях нередко располагаются сингенетичные, эпигенетичные и комбинированные рудные тела. Так, в юрской черносланцевой формации Большого Кавказа наблюдаются прослои толеит-базальтовых лав, над которыми в песчано-сланцевых толщах локализованы колчеданные залежи и зоны прожилково-вкрапленных руд.

При детальном исследовании здесь можно выделить циркулирующие оруденения и рудовмещающие горизонты; однако, флишоидный ритмичный характер отложений, повторяемость уровней минерализации и не всегда ясная формационная принадлежность рудных тел позволяют считать в данном случае не обязательным строгое расчленение рудогенерирующих и рудовмещающих формаций. Целесообразно всю черносланцевую толщу юрской эвгеосинклинали Большого Кавказа рассматривать в качестве рудоносной формации, составным элементом которой является сингенетичный с ней в широком понимании колчеданный рудный комплекс.

В Болнисском рудном районе Южной Грузии распространены колчеданные, медно-цинковые и барито-полиметаллические месторождения малокавказского типа, пространственно и парагенетически связанные с верхнемеловой последовательно-дифференцированной базальт-андезит-дацит-риолитовой формацией.

Согласно Г. А. Твалчрелидзе [19] рудоотложение преимущественно осуществлялось гидротермально-метасоматическим способом в периоды временного затухания островодужного вулканизма и усиления постмагматической деятельности. Это об-

стоятельство в сочетании с «клавишным» строением структурно-металлогенической зоны (чередованием приподнятых и опущенных микроблоков) привело к сложным формам залегания рудных тел в вулканокластических породах, с развитием как сингенетических линз, так и эпигенетических штоков, реже — секущих жил. В принципе здесь также возможно расчленение продуктивных и рудовмещающих толщ, но с меньшей четкостью, чем на Южном склоне Большого Кавказа. Предполагается, что главным этапом гидротермального рудообразования был сантон-кампан, хотя медно-цинковоколчеданные и гематитовые рудные тела залегают и в более древних породах турон-коньяка. В целом петрологическое родство гипабиссальных, экструзивных, эффузивных и вулканогеннокластических образований Болнисского района, являющегося частью Предмалокавказского наложенного прогиба, позволяет выделить единый рудоносный вулканоплутонический комплекс, с которым тесно ассоциирует комплекс рудных формаций колчеданного типа.

В Аджаро-Триалетской рифтогенной эвгеосинклинали распространены вулканоплутонический комплекс среднего эоцена, но в нем, в отличие от Болнисского района, более резко дифференцированы интрузивные, вулканические и вулканогенно-осадочные образования. Наиболее широким развитием в этой структурно-металлогенической зоне пользуются гидротермально-плутоногенные медно-полиметаллические месторождения и проявления, парагенетически и пространственно связанные с позднегеосинклинальными предверхнеэоценовыми интрузиями сиенит-диоритов и габбро-монзонитов (Мерисская, Гურიцкая, Зекарская, Арджеванская группы). К полям метасоматитов приурочены проявления малосульфидной формации с благородными металлами. Локально представлены оруденения серноколчеданной (Цаблана), медно-молибден-порфировой (Гарта), скарново-магнетитовой (Дзама) рудных формаций. Таким образом, в Аджаро-Триалетской зоне различаются близкие по возрасту рудогенерирующие, рудоносные продуктивные и рудовмещающие формации. Учитывая комагматичность интрузивных и вулканических образований, их общую тектоническую позицию и приуроченность к одному геосинклинальному этапу развития, допустимо и в данном случае при региональном рассмотрении выделять объединенный рудоносный комплекс.

Приведенные примеры, как нам кажется, свидетельствуют об известной условности разграничения продуктивных рудоносных и рудовмещающих формаций вулканоплутонических поясов. Общим признаком рудоносной формации является первичное присутствие в ней рудного вещества, которое под воздействием различных внутренних и внешних причин может расплываться в объеме геологического формационного тела или же накапливаться в его отдельных частях, образуя месторождения.

3. Под рудовмещающей понимается геологическая формация, не имеющая генетической и временной связи с локализованным в ней более поздним наложенным оруденением, для которого породы данной формации являются лишь благоприятной средой. Известно, что процесс эпигенетического рудоотложения зависит не только от материнских источников вещества, но и от таких факторов как характер гидротермальных систем (векторно-направленный или конвективный); местный базис эрозии, определяющий уровень смешивания инфильтрационных вод и восходящих растворов; предрудная подготовка пород (их взаимодействие с растворами на путях переноса и в области разгрузки) и других. Некоторые из этих факторов проявляются как в рудоносных, так и в рудовмещающих формациях, поэтому главное различие между ними мы видим в пространственной позиции источника оруденения. Можно сказать, что продуктивные рудоносные формации «автономны» в определенном объеме, а рудовмещающие формации обязательно связаны с рудогенерирующими, расположенными вне их пределов. Таким образом, любая рудоносная формация одновременно является и рудовмещающей, но не наоборот.

Соотношения геологических и рудных формаций рассмотрены П. А. Строна [16], который различает 6 типов связей между названными формациями: 1) сингенетические, 2) ортогенетические, 3) парагенетические, 4) перекрещивающиеся, 5) эпигенетические, 6) ксеногенные. Автор цитируемой статьи не применяет предложенные термины к систематике рудоносных, рудогенерирующих и рудовмещающих формаций. Высоко оценивая важность идеи, заложенной в классификации П. А. Строна, мы тем не менее полагаем, что данное в ней толкование типов связей не всегда бесспорно и допускает некоторые уточнения. Предпринятый опыт анализа соотношений между рудной минерализацией и вмещающими породами на примере типоморфных формаций Грузии (табл.) позволяет нам придти к следующим выводам:

1. Рудоносные продуктивные формации понимаются в качестве образований более высокого иерархического уровня, чем подчиненные им рудные формации, являющиеся их органическими составными частями. Для осадочных рудоносных формаций наиболее характерна прямая сингенетическая связь с рудными формациями, хотя в случае колчеданных месторождений имеет место также эпигенетическая или комбинированная связь, но с сохранением стратиформного (в широком смысле) залегания рудных тел. Отметим, что П. А. Строна называет эпигенетической связью возникновение новой рудной формации за счет преобразования другой, более древней рудной формации [16]. По нашему мнению, главными признаками эпигенетичности служат разновозрастность вмещающих пород и рудообразовательных

процессов, а также пространственная разобщенность продуцирующих и рудовмещающих горизонтов. Как было показано выше, при колчеданном рудогенезе допустимо объединять эти факторы в объемно-временных границах рудоносной формации.

Для вулканогенно-осадочных продуктивных формаций (плутон-вулканических комплексов) типоморфна парагенетическая связь оруденения с гипабиссальными или субвулканическими корнями. Рудные тела в целом синхронны с данной формацией и в укрупненном понимании стратиформны, что не исключает наличия отдельных секущих тел.

Интрузивные рудоносные формации одновременно являются и рудогенерирующими, в чем состоит их отличие от собственно рудовмещающих интрузий, генетически не связанных с оруденением. Связь между рудоносными интрузивными и рудными формациями, по терминологии П. А. Строна, ортогенетическая, подразумевающая перераспределение вещества в объеме материнской формации с более или менее значительным выносом также и во вмещающие интрузию породы. Механизм рудообразования может быть различным: апогранито-грейзеновым, скарповым, гидротермальным.

2. Рудогенерирующие магматические формации нередко устанавливаются условно, так как однозначное распознавание их бывает затруднительным. В отличие от только-что рассмотренного случая совмещения рудогенерирующей и рудоносной формаций в одном и том же магматическом теле, в «чистом» виде рудогенерирующие формации не несут оруденения, а являются материнскими источниками вещества и (или) энергоносителями, обеспечивающими конвективное передвижение растворов. Поэтому рудные формации не являются составными элементами рудогенерирующих формаций, а занимают по отношению к ним одинаковый нерархический уровень. Связь между названными формациями иногда ортогенетическая, но чаще парагенетическая, означающая общий глубинный источник магматизма и рудообразования. Эти процессы близки во времени, но обычно разобщены в пространстве.

3. Рудовмещающие формации не имеют генетической связи с залегающими в них рудными формациями. Рудное вещество привносится извне в результате процессов, значительно оторванных во времени от вмещающих пород. Тем не менее существуют структурные, литологические и другие факторы, определяющие степень благоприятности среды для локализации в ней оруденения. Поэтому представляется удачным предложенный П. А. Строна термин «ксеногенные связи», означающий посторонний по отношению к рудовмещающей формации и не всегда известный источник вещества, но достаточно выясненный процесс его накопления. Генезис месторождений в большинстве случаев телетермальный, но иногда гидротермально-плуто-

Схема систематики типоморфных рудосодержащих геологических формаций Грузии

Категории рудосодержащих и рудогенерирующих формаций	Конкретные геологические формации	Связь между геологическими формациями и оруденением	Генезис оруденения	Рудные формации	Примеры месторождений
1	2	3	4	5	6
1. Рудоносные продуктивные		Синхронная и пространственная, в том числе:			
а) осадочные	Песчано-силицитовая (олигоцен)	Сингенетическая	Осадочный, с удаленным источником вещества	Марганцеворудная	Чиатурское
	Черносланцевая (ниж.—сред. юра)	"	Гидротермально-осадочный с эндогенным источником вещества	Серноколчеданная стратиформная	Рудопоявления Южного склона Большого Кавказа
	"	Эпигенетическая, близкая по времени	Гидротермально-метасоматический	Колчеданно-полиметаллическая стратиформная	Адангейское, Чонтийское
	"	Комбинированная (син—и Эпигенетическая)	Гидротермально-метаморфогенный	Медно-пирротин-полиметаллическая унаследованно стратиформная	Артанское; рудопоявления Рачи и Кахети
б) вулканогенноосадочная	Вулканокластическая базальт-андезит-дацитриолитовая	Парагенетическая с корнями вулканитов; иногда комбинированная	Гидротермально-вулканогенный, преимущественно метасоматический	Колчеданная, малокавказского типа (комплекс медно-серноколчеданной, медно-цинковой и саритополиметаллической формации)	Маднеульское, Цителисопелское, Квемо-Болнисское и др.

в) магматические	Гранитоидная батолитовая (палеозой) Сиенит-диоритовая (средний эоцен)	Ортогенетическая	Гидротермально-платоногенный Гидротермальный	Медно-молибден-порфировая Медно-молибден-порфировая Скарново-магнетитовая	Мамульское, Грамхевское Гартинское Дзамское
	"	"	Скарновый		
II. Рудогенерирующие магматические		Близкая во времени, но обычно разобщенная в пространстве; в том числе:			
	Гранитоидная (сред. юра)	Парагенетическая	Гидротермально-платоногенный	Медно-полиметаллическая	Дамблудское
	Сиенит-диоритовая (средний эоцен)	"	Гидротермальный	Медно-полиметаллическая	Мерисское
	Гранит-порфировая (малые интрузии, неоген)	"	Гидротермальный	Кварц-арсенопиритовая	Цанское
	"	"	Телетермальный	Кварц-антимонит-ферберитовая	Зопхитское

1	2	3	4	5	6
III- Рудо- вмещаю- щие (осадо- чные, вулка- ногенно-оса- дочные)	Туфо-порфировая (байос)	Ксеногенная	Телетермальный	Барито-полиметал- лическая	Чордское, Скаты- комское, Техурское
	Карбонатная рифо- генная (в. юра)		Телетермальный, в конвективной палео- системе	Свинцово-цинковая	Квайсинское
	Черносланцевая (нижняя и средняя юра)	Эпигенетическая, в связи с малыми ин- трузиями	Гидротермальный	Кварц-арсенопирит- овая Кварц-молибдени- товая	Цанское
	"	Ксеногенная	Телетермальный	Кварц-ферберитовая	Золхитское, Сагеб- ское
	"	"	"	Киноварно-дики- товая	Ахейское, Авад- харское
	Флишевая (в. юра- нижняя юра)	"	"	Реальгаровая и антимонитовая	Лухумское

Примечание: В таблицу включены лишь отдельные характерные примеры.

генный, когда очевидна связь оруденения с секущими вмещающую формацию интрузиями (кварц-арсено-пиритовые и кварц-молибденит-вольфрамитовые месторождения Большого Кавказа).

На примере Грузии хорошо видно, что одна и та же геологическая формация (например, черносланцевая) в разные металлогенические этапы может быть как рудоносной продуктивной, так и рудовмещающей для различных типов оруденений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Буадзе В. И., Бенидзе Г. М., Твалчрелидзе Т. А. и др.: Условия формирования медно-пиритиново-полиметаллических рудопоявлений Горной Кахетии. — В кн.: Материалы по полезным ископаемым Кавказа. — Тбилиси, Ганатлеба, 1979.
2. Генетические модели эндогенных рудных формаций, т. 1 (предисловие). — Новосибирск, Наука, 1983.
3. Жабин А. Г., Самсонова Н. С. Особенности рудоотложения в конвективной гидротермальной палеосистеме. Докл. АН СССР, 269, 1983, № 6.
4. Константинов Р. М. Основы формационного анализа гидротермальных рудных месторождений. — М., Наука, 1973.
5. Кормилицын В. С., Строна П. А. Мезозойские рудные формации Забайкалья. — В кн.: Условия образования и закономерности размещения полезных ископаемых. — Л., ВСЕГЕИ, 1971.
6. Кривцов А. И., Бородаевская М. Б. Медноколчеданные месторождения. В кн.: Металлогения и рудные месторождения. Докл. 27 МГК, т. 12. — М., Наука, 1984.
7. Критерии прогнозной оценки территории на твердые полезные ископаемые. Ред. Д. В. Рундквист. — Л., Недра, 1978.
8. Кузнецов В. А., Дистанов Э. Г., Оболенский А. А. и др.: Геолого-генетические модели рудных формаций. — В кн.: Генетические модели рудных формаций, т. 1. Новосибирск, Наука, 1983.
9. Наумов Г. Б., Ермолаев Н. П., Моторина З. М. и др.: Геохимическая роль и место рудоподготовительных процессов в моделях эпигенетического рудообразования. — В кн.: Генетические модели эндогенных рудных формаций, т. 1, Новосибирск, 1983.
10. Овчинников Л. Н. Геохимические аспекты единой генетической модели рудного месторождения. — В кн.: Генетические модели рудных формаций, т. 1, Новосибирск, Наука, 1983.
11. Панцулая В. В. Геологические перспективы развития минерально-сырьевой базы твердых полезных ископаемых в Груз. СССР. — Тбилиси, Институт НТИ. Обзорная информация, вып. 2, 1984.
12. Рудоносность и геологические формации структур земной коры. Ред. Д. В. Рундквист. — Л., Недра, 1981.

13. Рундквист Д. В. Общие принципы построения геолого-генетических моделей рудных формаций. — В кн.: Генетические модели эндогенных рудных формаций. — т. 1. Новосибирск, Наука, 1983.
14. Смирнов В. И. Конвергентность колчеданных месторождений. — Вестник МГУ, 1960, № 2.
15. Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. — М., Недра, 1969.
16. Страна П. А. Соотношения геологических и рудных формаций. — В сб.: Методы и результаты прогнозирования рудных формаций. — Л., ВСЕГЕИ, 1981.
17. Твалчрелидзе А. Г. Геолого-геохимические условия образования колчеданных месторождений. Автореферат докторской диссертации. — М., МГУ, 1983.
18. Твалчрелидзе А. Г. Генетическая модель стратиформного колча-
нообразования в вулканогенных и осадочных формациях. — В кн.:
Генетически модели эндогенных рудных формаций, т. 2, Новосибирск,
Наука, 1983.
19. Твалчрелидзе Г. А. Генетические особенности разнотипных колче-
данных месторождений. В кн.: Генетические модели рудных формаций,
т. 2. — Новосибирск, Наука, 1983.
20. Щеглов А. Д. Основы металлогенического анализа. Изд. 2, доп. —
М., Недра, 1980.

ВУЛКАНИЗМ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ КАВКАЗСКО-КРЫМСКО-КАРПАТСКОГО РЕГИОНА

Палеовулканологические исследования помимо петрологического имеют два существенных аспекта — тектонический и металлогенический. Первый следует из специфики вулканизма разнотипных геологических структур, второй — определяется степенью и особенностями рудоносности проявлений вулканизма. Наиболее эффективным методом региональных исследований служит составление обзорных палеовулканологических карт. Такие работы, начатые по инициативе И. В. Лучицкого, ведутся по всей стране и вскоре будут завершены.

Автором совместно с творческим коллективом составлена мелкомасштабная палеовулканологическая карта Кавказско-Крымско-Карпатского региона, который охватывает разнотипные тектонические структуры: на севере периферическую часть Восточно-Европейской платформы, с эпипалеозойскими Мизийской и Скифской плитами, которые посредством краевых прогибов контактируют с северной ветвью Восточно-Средиземноморской области — Карпатами, Балканами и Большим Кавказом. Южнее располагается прерывистая полоса срединных массивов — Паннионского, Родопского, Анатолийских, Закавказского, Иранского. В южной части территории выступает небольшое звено южной эвгеосинклинальной ветви Средиземноморского пояса (рис. 1).

Палеовулканологические карты составлены по пяти общепринятым для СССР срезам: 1. венд-нижний силур, 2. поздний силур-нижний карбон, 3. поздний карбон — триас, 4. юра-мел, 5. палеоген-неоген.

Анализ многочисленных разновозрастных вулканических толщ, развитых в регионе, устанавливает четкие петрологические различия в проявлении вулканизма в отдельных геосинклинальных единицах: на платформах, геосинклинальных зонах, срединных массивах. Своеобразием отличаются вулканы, характеризующие различные этапы и стадии тектонических циклов — геосинклинальные и орогенные [1].

Наиболее древние позднедокембрийские и раннепалеозойские вулканические образования интенсивно метаморфизованы,

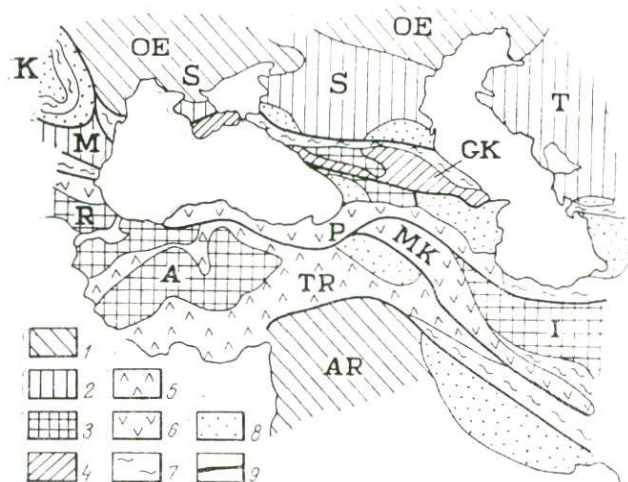


Рис. 1. Тектоническое районирование Кавказско-Крымско-Карпатского региона (по Г. А. Твалчредидзе). OE — Восточно-Европейская платформа, S — Скифская плита, К — Карпаты, М — Мизийская плита, БК — Большой Кавказ, Т — Туранская плита, МК — Малый Кавказ, Р — Понтиды, R — Родопский массив, А — Анатолийский массив, TR — Таврия, AP — Аравийская платформа, J — Иранский массив, 1 — древние платформы, 2 — эпипалеозойские платформы, 3 — срединный массив, 4 — краевые моря (сланцевые эвгеосинклинали), 5 — первичные эвгеосинклинали, 6 — вторичные эвгеосинклинали, 7 — миогеосинклинали, 8 — межгорный внутренний прогиб, 9 — границы основных тектонических систем.

в связи с чем не всегда с достаточной уверенностью расшифровывается их первоначальная природа. В Карпатах, Добрудже, на Большом Кавказе и в выступах срединных массивов они относятся, вероятно всего, к геосинклинальным дифференцированным базальтоидным формациям. В отдельных районах Карпат и Добруджи с ними связаны вулканогенные медноколчеданные и колчеданно-полиметаллические проявления, входящие в состав регионального колчеданного рудного пояса, прослеживающегося вдоль северной ветви Средиземноморья от Пиринеев до Большого Кавказа (рис. 2).

Иные условия вулканизма, а соответственно и иная металлогения проявились в период байкальской и каледонской эпох

на западной периферии Украинского щита в пределах Воыно-Подольской плиты. Здесь с базальтоидным вулканизмом ассоциируют рудопроявления свинца, цинка и медистых песчаников, а также барита и флюорита. Их относят к периоду мезозойской тектоно-магматической активизации, однако, залегание сульфидов в нижнепалеозойских отложениях платформенного чехла и их геохимическое родство с базальтоидами позволяют считать известные здесь стратиформные месторождения древними.

Продуктивность девонского геосинклинального вулканизма на рудную минерализацию устанавливается на примере многих рудных районов Европы (Сьера-Морена в Испании, Рейнские сланцевые горы и Гарц в ФРГ, Моравия в ЧССР, Урал в СССР и др.). Она четко проявлена и на Большом Кавказе. В зоне Передового хребта с контрастно дифференцированной базальтриолитовой вулканогенной формацией (кизилкольская свита среднего девона) связаны вулканогенно-осадочные медноколчеданные месторождения Северного Кавказа (Уруп, Худес, Бескес).

В пределах Восточно-Европейской платформы в девоне имела место региональная активизация рифейских авлакогенов. К примеру, в Днепровско-Донецком авлакогене представлены продукты излияния девонских щелочных базальтов, рудоносность которых остается не изученной. В других аналогичных структурах проявлены флюорит-баритовая, иногда свинцово-цинковая минерализация (рис. 3).

В позднем палеозое герцинские геосинклинальные зоны повсеместно замкнулись и вслед за карбоновым гранитоидным магматизмом в перм активно проявился позднерогенный субэпиральный вулканизм. С ним тесно ассоциируют в пространстве и, по-видимому, связаны парагенетически, многочисленные рудопоявления медистых песчаников, свинца, цинка, возможно и радиоактивных элементов, которые известны в многочисленных рудных районах Карпат и Балкан. На Большом Кавказе с дериватами пермского вулканизма ассоциируют жильные свинцово-цинковые и баритовые месторождения Бечасынской зоны, а также проявления медистых песчаников северного склона Главного хребта (рис. 4).

В мезозое вулканизм связан с общим растяжением региона, что обусловило также значительное расширение океанических бассейнов. Альпийские тектонические движения сопровождаются интенсивными вулканическими проявлениями. Региональная трансгрессия, захлестнувшая в ранней юре территорию Предкавказья, постепенно распространяется на юг и северо-запад, охватывая Малый Кавказ и Крым, а в титоне-неокоме — и Карпаты [2]. На северо-западе Предкавказья развиты туфы и туф-фиты с покровами и субвулканическими телами дацит-раолитового состава. В Кубано-Маринском районе разновозрастный вул-

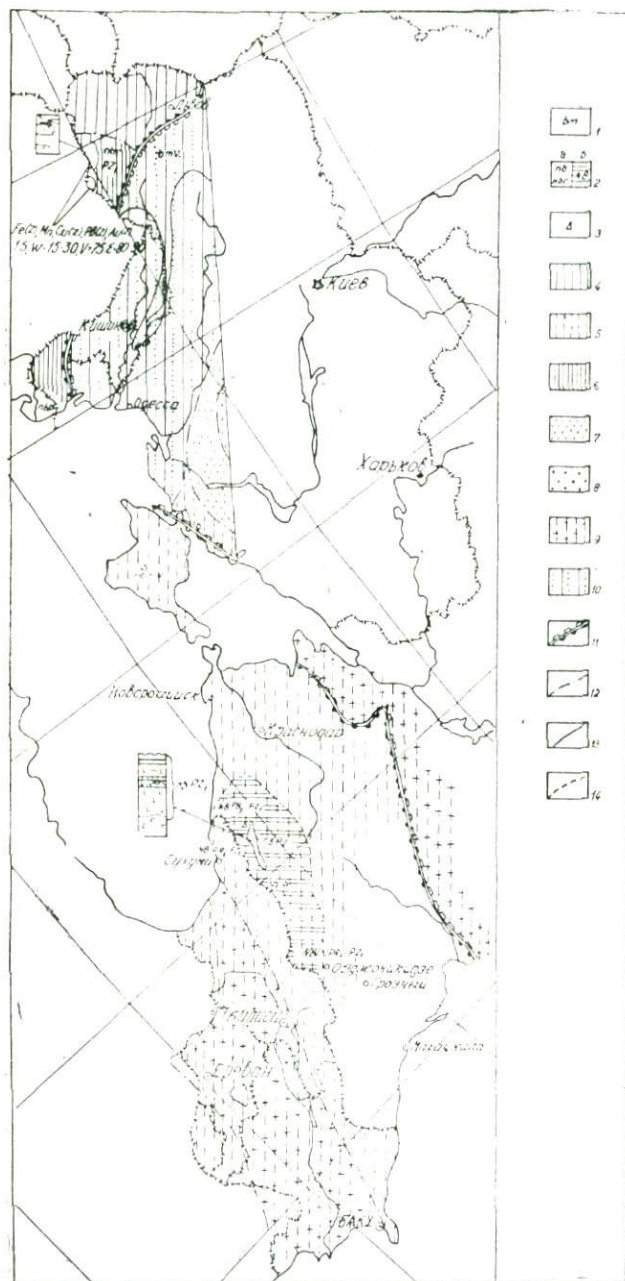
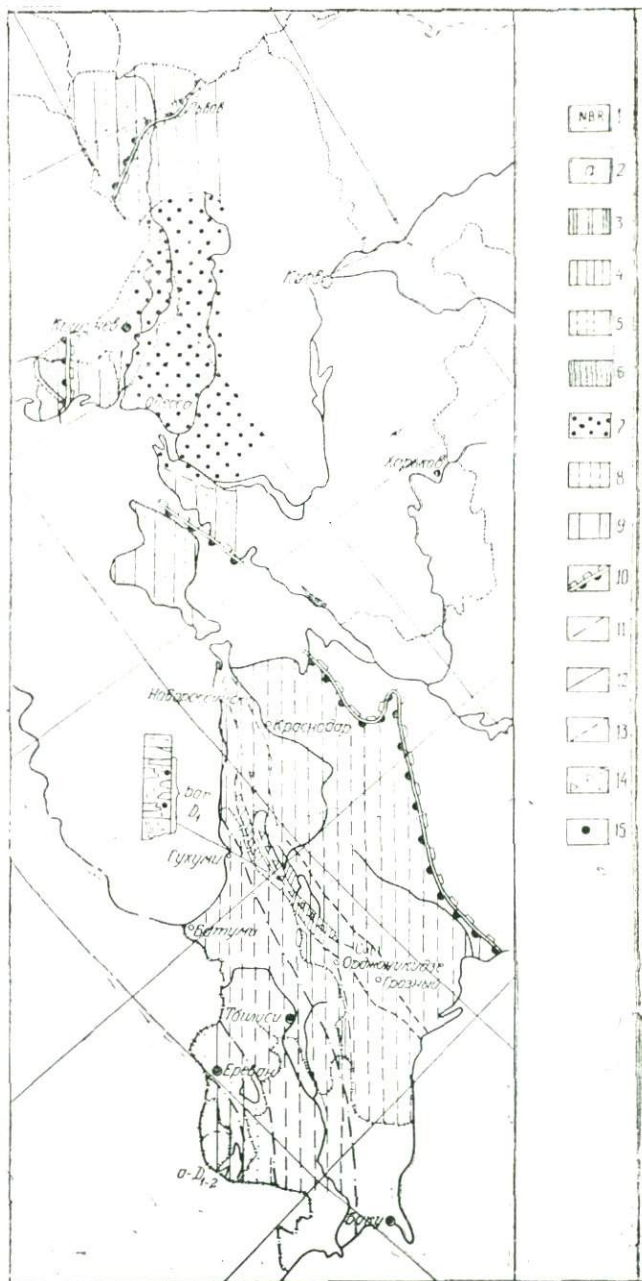


Рис. 2. Срез венд-кембрий-ордовик-нижний силур. 1 — базальтовая формация (bt), 2 — а) формация натриевых базальтов (nb), натриевых базальтов-риолитов (nbt) и нерасчлененные толщи (wb), б) предполагаемое распространение вулканитов; 3 — внемасштабные выходы вулканитов, 4 — мелкое море, 5 — море (без расчленения), 6 — острова, 7 — низменная равнина, 8 — возвышенная равнина; 9 — суша (без расчленения), 10 — чередование суши и мелкого моря, 11 — граница между платформой и геосинклиналью, 12 — границы областей с различной палеогеографической обстановкой, 13 — контуры современного распространения вулканитов, 14 — контуры предполагаемого первоначального распространения вулканитов.

Рис. 3. Срез верхний силур-девон-нижний карбон. 1 — парагенезис натриевой базальт риолитовой (NBR) и базальт-андезит-риолитовой (bar) формаций, 2 — андезитовая формация (а), 3 — глубокое море, 4 — мелкое море, 5 — море (без расчленения), 6 — острова, 7 — возвышенность, 8 — суша, 9 — чередование суши и мелкого моря, 10 — граница между платформой и геосинклиналью, 11 — палеогеографические границы, 12 — контуры современного распространения вулканитов, 13 — контуры предполагаемого первоначального распространения вулканитов, 13 — контуры предполагаемого первоначального распространения вулканитов, 14 — осевая зона распространения медноколчеданной формации, 15 — положение рудной формации в колонке.



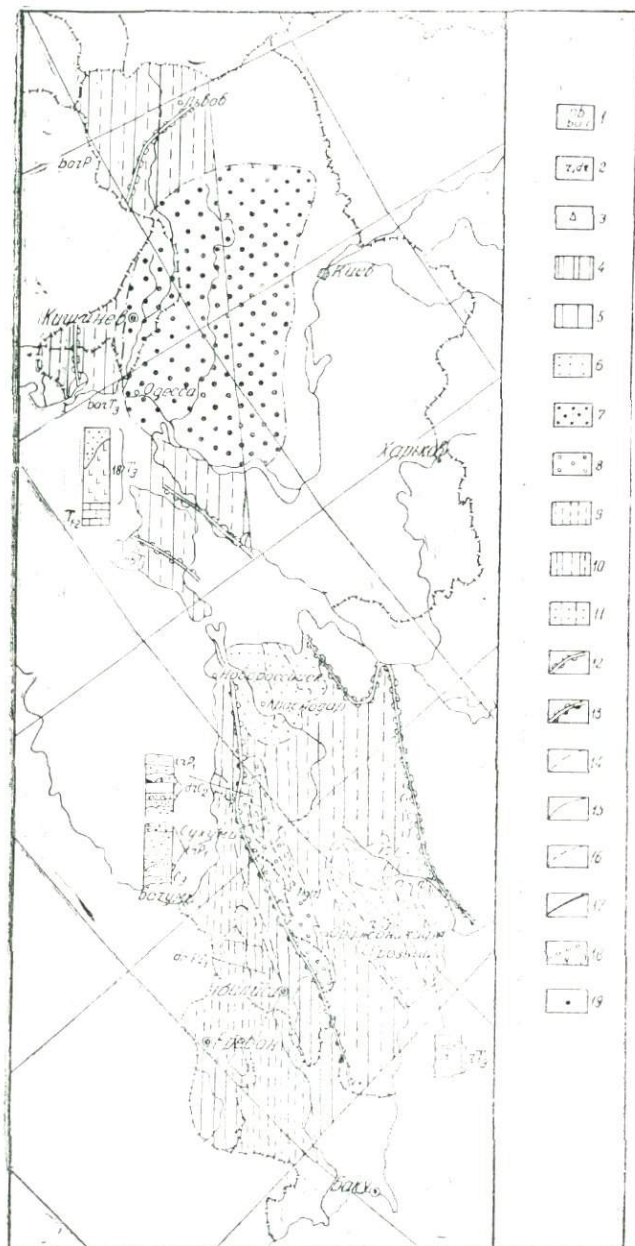


Рис. 4. Срез средний карбон-пермь-триас. 1 — формация натриевых базальтов (nb) и базальт-андезит-риолитов (bar), 2 — риолитовая (r) дацит-риолитовая (dr) формации, 3 — внемасштабные выходы вулканитов, 4 — глубокое море, 5 — мелкое море, 6 — лагуна, 7 — возвышенность, 8 — горная система, 9 — суша (без расчленения), 10 — чередование суши и мелкого моря, 11 — чередование суши и лагуны, 12 — граница между платформой и областью завершенной складчатости, 13 — граница между областью завершенной складчатости и геосинклиналью, 14 — палеогеографические границы, 15 — контуры современного распространения вулканитов, 16 — контуры предполагаемого первоначального распространения вулканитов, 17 — тектонические нарушения, 18 — осевая часть метацинабарит-киноварной зоны, 19 — положение рудной формации в колонке

кано-плутонический комплекс сложен лавами и туфами андезитов, лаколитами роговообманковых трахиандезитов. Металлогения этих образований не ясна.

Вгеоантиклинальной зоне Главного хребта юрские вулканы прослеживаются от р. Малая Лаба до Каспийского моря и относятся к двум формациям: андезит-дацитовой и габбро-диабазовой. С первой связаны жильные кварцево-полиметаллические месторождения и рудопроявления Садонского рудного района.

В геоантиклинальной зоне Главного хребта юрские вулканей континентальной коры и новообразованием коры океанической. Это устанавливается сменой синемюрского дацит-риолитового вулканизма толеитовым — домер-тоарского времени. Продукты их сосредоточены в осевой зоне погружения геосинклинали, где амплитуда раздвижения континентальной коры была максимальной. С ними ассоциируют в пространстве и, вероятно, связаны генетически колчеданно-полиметаллические и медно-пирротиновые месторождения Южного склона Большого Кавказа (Филизчай, Кызылдере).

Подводные вулканические извержения, достигшие максимума в байосе, привели к образованию на западной периферии Южного склона и примыкающей к ней части Закавказского срединного массива мощной 3500 м андезито-базальтовой формации, к которой приурочены крупные жильные месторождения барита. К поздней юре относятся локальные вулканические проявления трахибазальт-трахитового состава в западной периферии Закавказского срединного массива.

На Малом Кавказе юрский, а затем и меловой вулканизм проявились в Сомхито-Карабахской, Севано-Акеринской и Вандомской зонах, заложенных на южной периферии Закавказского срединного массива. Сомхито-Карабахская зона в это время представляла собой островную дугу с множеством крупных очаговых вулканотектонических структур и вулканических аппаратов линейного и центрального типов. Мощность мезозойских вулкаников достигает 4000 м. Здесь проявлена гомодромная направленность дифференциации. С кислыми продуктами этой формации парагенетически связаны серно- и медноколчеданные, колчеданно-полиметаллические, меднопорфировые и баритовые месторождения.

В Крыму проявления юрского (лейас-байос) вулканизма известны не только в геосинклинали части, но и вдоль ее северной периферии, в области сочленения со Скифской платформой. Здесь представлены все без исключения члены гомодромной дифференцированной формации: базальты, андезито-базальты, андезиты, дациты и риолиты. К вулканическим структурам приурочена медная и полиметаллическая минерализация. В юрских базальтах и андезито-базальтах Карпат рудная ми-

терализация не известна. На Европейской платформе в пределах Донецкого авлакогена в мезозое повторно проявилась тектоно-магматическая активизация, выраженная малыми интрузиями кислых щелочных пород, с которыми связаны ртутные и свинцово-цинковые месторождения.

Позднемоловый вулканизм широко развит вдоль регионального пояса, зарождающегося на северо-западе в Румынском Банате, откуда через Югославию и Болгарское Среднегорье прослеживается в Анатолийский Понте и далее через центральный Иран следует в Западный Пакистан. Вдоль этой огромной дуги длиной более 3000 км, на зрелой континентальной коре, в пределах срединных массивов возникла вторичная эвгеосинклиналь, испытывавшая кратковременное развитие и замкнувшаяся в палеогене. В пределах указанного региона развитие данной крупной структуры, охватывавшей Сомхето-Кафанскую зону Малого Кавказа, сопровождалось бурным вулканизмом базальт-андезит-дацитриолитового состава. Мощная до 3000 м толща морских субаэральных островодужных вулканогенно-осадочных образований вмещает многочисленные вулканогенные месторождения и проявления медно-цинково-колчеданных, барит-полиметаллических, марганцевых и гематитовых руд. Они в основном локализованы в вулкано-тектонических структурах и относятся к гидротермально-метасоматическому типу.

В северной части Крымского полуострова меловая андезитовая формация мощностью до 500 м, а в Карпатах нижнемеловые андезито-базальтовые вулканы предшествуют накоплению мощных флишевых толщ (рис. 5).

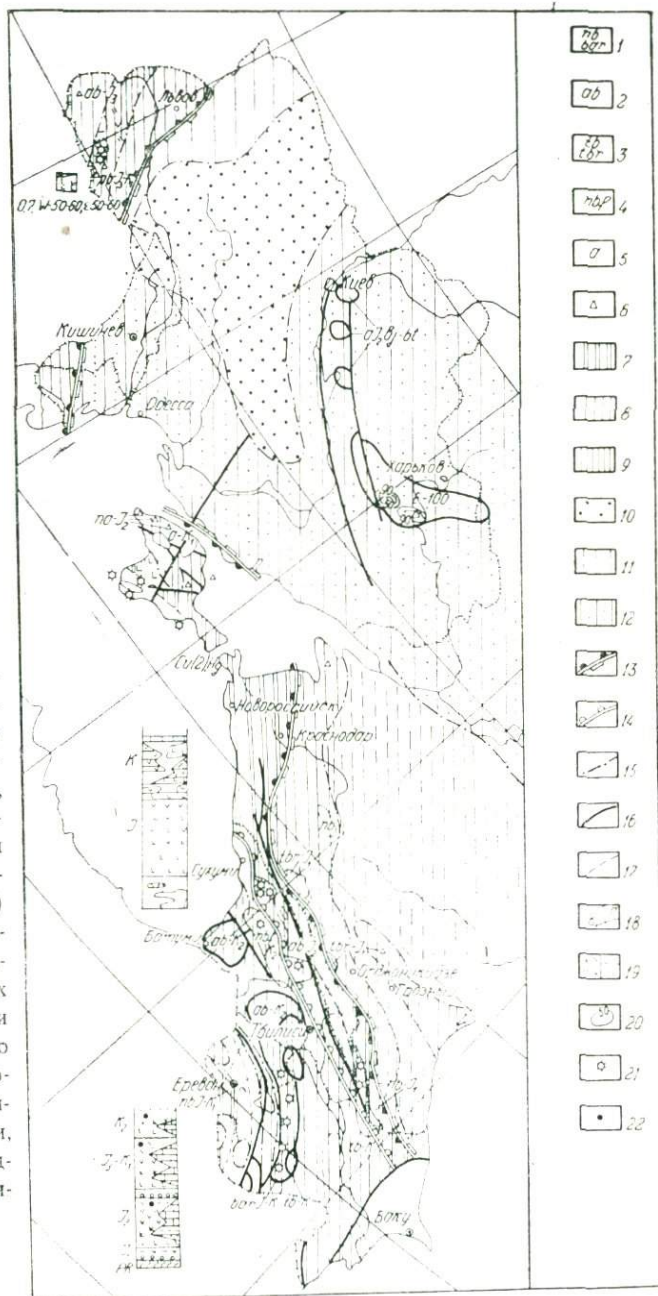
В палеогене эвгеосинклинальный режим существовал лишь в некоторых зонах Малого Кавказа — Аджаро-Триалетской, Севано-Акеринской, тогда как в неогене в условиях повсеместного сжатия наблюдается замыкание геосинклиналей, складчатость, гранитоидный магматизм и субсеквентный поздненеогеновый субаэральный вулканизм преимущественно основного — щелочно-базальтового состава.

Максимальная активность геосинклинального вулканизма проявилась в среднем эоцене. С ним ассоциируют кварцевожильные и медно-полиметаллические месторождения, парагенетически связанные с позднегеосинклинальными сиенит-диоритовыми комагматами вулкаников.

Палеогеновый вулканизм Севано-Акеринской офиолитовой зоны по составу соответствует адезитам, сменяющимся субщелочными и щелочными породами. С первыми ассоциирует ряд серноколчеданных месторождений.

Неогеновый субаэральный вулканизм, широко проявившийся по всему региону, связывают с процессами тектоно-магматической активизации, что подтверждается его антидромной направленностью [3]. На Кавказе неогеновый вулканизм контролируется широкой полосой транскавказского поперечного под-

Рис. 5. Срез юра-мел. 1 — формация натриевых базальтов (nb) и базальт-андезит-роилитов (bar), 2 — андезитобазальтовая формация (ab), 3 — трахибазальтовая (tb) и трахибазальт-роилитовая (tbr) формаций, 4 — формация щелочных базальтов-фонолитов (nbf), 5 — андезитовая формация (a), 6 — немасштабные выходы вулканитов, 7 — глубокое море, 8 — мелкое море, 9 — острова, 10 — возвышенность, 11 — суша (без расчленения), 12 — чередование суши и моря, 13 — граница между платформой и геосинклиналями, 14 — граница геосинклинальных областей, 15 — палеогеографические границы, 16 — контуры современного распространения вулканитов, 18 — тектонические нарушения: а) разрывные, б) надвиговые, 19 — наличие пирокластиков в осадочных породах: а) кислой и средней, в) основной по составу, 20 — линии изомагнитностей, 21 — вулканические постройки, 22 — положение рудных формаций в колонках.



нятия, где с молодыми магматитами ассоциирует пестрая гамма месторождений: скарновой молибденит-шеелитовой, жильной свинцово-цинковой, антимонит-ферберитовой, арсенопиритовой, реальгарауропигментовой и сурьмяно-ртутной рудных формаций.

В Паннонском и Родопском массивах ряд крупных вулканических центров, сложенных риодацитами, андезитами и более поздними базальтоидами, контролируют месторождения и рудопроявления меднопорфировых, медно-полиметаллических, золото-серебряных и сурьмяно-ртутных руд (рис. 6).

Изложенные здесь кратко материалы по некоторым особенностям вулканизма и металлогении обширного региона позволяют сделать ряд общих выводов:

1. Вулканизм, закономерно проявляющийся в истории развития отдельных геосинклинальных структур, представляет собой чуткий инструмент, характеризующий типы земной коры.

2. Наиболее отчетливые различия в особенностях вулканизма и связанного с ним оруденения выражены в геосинклинальных областях и платформах. В первом случае мы имеем дело с типичными гидротермальными и гидротермально-осадочными вулканогенными месторождениями, во втором — с ограниченным кругом телетермальных месторождений, связанных с рифтогенными структурами.

3. Вулканизм конструктивных геосинклинальных структур, ведущих к рождению и дальнейшей аккреции континентальной коры, последовательно эволюционирует от основных базальтоидных магм, с которыми связаны медно-колчеданные месторождения — к кислым, несущим полиметаллическую и редкометальную минерализацию.

4. Процессы тектоно-магматической активизации, обуславливающие деструкцию континентальной коры и рождение коры океанической, характеризуются антидромной эволюцией вулканизма от кислых магм к основным. Соответственно пестрые по составу месторождения «гранитной» линии во времени сменяются более однообразной металлогенией «базальтоидной» линии.

5. Анализ эволюции вулканизма и особенностей его рудоносности может служить чутким индикатором для характеристики палеогеодинамической обстановки различных регионов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Рундквист Д. В. Принципы выделения, типизации структурно-формационных и структурно-металлогенических зон. — В кн.: Рудоносность и геологические формации структур земной коры. — Л., Недра, 1981.
2. Твалчрелидзе Г. А. Металлогеническая эволюция Кавказа. В кн.: Тектоника и металлогения Кавказа. — Тбилиси, Мецниереба, 1984.
3. Щеглов А. Д. Основы металлогенического анализа. — М., Недра, 1980.

В. И. БУАДЗЕ, **В. Г. ГОГИШВИЛИ**, Д. В. АРЕВАДЗЕ, В. З. ЯРОШЕВИЧ,
И. П. РАТМАН, Т. Г. ЗУЛИАШВИЛИ, Т. Ш. ГОГИШВИЛИ,
В. Д. ГУНИАВА

ИСТОЧНИКИ ВОДЫ, СЕРЫ И УГЛЕРОДА В РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ КAVKAZA

Фундаментальные проблемы теории рудообразования, в т. ч. источников рудного вещества, занимают значительное место в научной деятельности Г. А. Твалчредидзе. Им были стимулированы исследования, рассмотрению результатов которых посвящена настоящая работа.

Решение проблемы источников рудообразующих веществ основывается на изотопно-геохимических и термобарогеохимических исследованиях. Они позволяют установить вариации изотопов элементов входящих в состав рудослагающих минералов и выявить роль физико-химических параметров рудообразования в изотопном фракционировании. Работы в данном направлении должны проводиться на фоне тщательной расшифровки последовательности формирования рудных формаций, типов руд и слагающих их минеральных ассоциаций. Такой подход позволяет выявить особенности источников рудообразующих веществ при определенных металлогенических событиях и наметить тенденции эволюции рудоотлагающих флюидов, формировавших различные типы месторождений.

Из-за слабого проявления на Кавказе допалеозойских рудных формаций поставленные в данной работе вопросы рассматриваются на фоне металлогенических событий, реставрируемых от герцинского времени и приведших к возникновению: разнотипных месторождений колчеданного семейства в среднем палеозое, ранней-средней юре, позднем мезозое и кайнозое; жильных полиметаллических, барит-полиметаллических и баритовых месторождений в позднем карбоне и ранней—средней юре; стратифицированных сульфидных проявлений в среднем и позднем палеозое и юре; скарново-железородных и медно- и молибденпорфировых месторождений в средней—поздней юре и позднем мелу; медно- и молибден-порфировых, золоторудных, скарново-редкометалльных, ртутных, ртутно-мышьяковых и

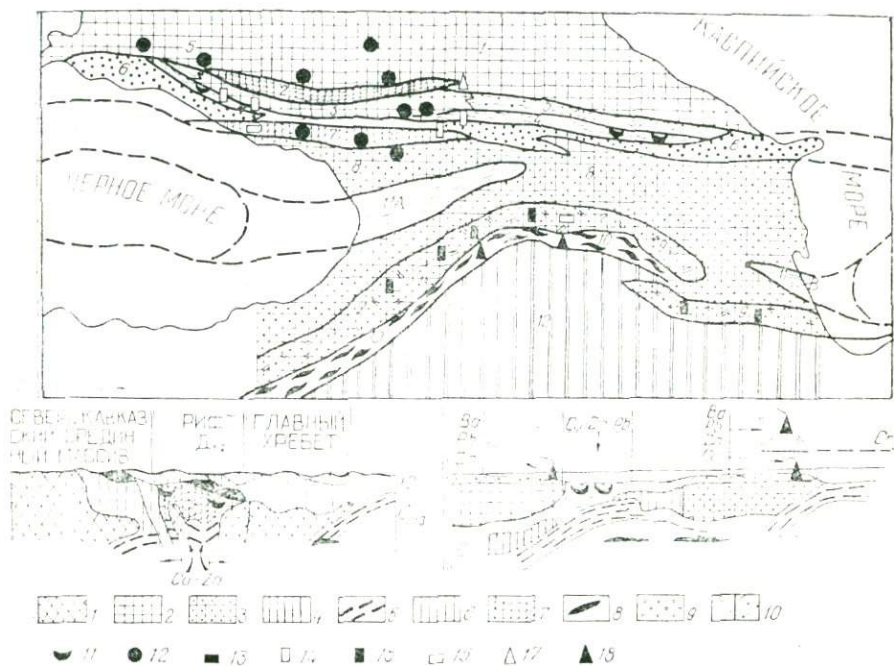


Рис. 1. Тектоно-металлогеническая схема Кавказа (по [1, 76]) Цифры на схеме: 1 — Северо-Кавказский срединный массив, 2 — рифтовая зона Передового хребта Северного Кавказа, 3 — зона воздымания кристаллического ядра Большого Кавказа, 4 — осевая зона окраинного моря Большого Кавказа, 5 — субплатформенные области окраинного моря, 6 — флишевые синклинали, 7 — Гагра-Джавская зона, 8 — Закавказский срединный массив, 9 — Сомхето-Агдавская (Карабахская) зона, 10 — Малокавказская офиолитовая шовная зона, 11 — палеогеновые рифтовые трог (А — Аджаро-Триалетский, В — Талышский), 12 — Армяно-Нахичеванская субплатформа Геодинамические профили: 1 — докембрийская субконтинентальная кора, 2 — докембрийская кора Восточно-Европейского континента, 3 — кора Закавказского Срединного массива, 4 — утоненная и переработанная континентальная кора, 5 — кора океанического типа, 6 — терригенные и карбонатные отложения нижней палеозоя, 7 — вулканогенные образования рифтовой зоны Передового хребта Северного Кавказа, 8 — фрагменты океанической коры, 9 — молассы средне-верхнего карбина, 10 — ниже-среднеюрские отложения (а — осевой зоны прогибания, Б — субплатформенные). Оруденение: 11 — колчеданное стратиформного типа, 12 — жильное полиметаллическое, барит-полиметаллическое и баритовое, 13 — свинцово-цинковое и баритовое-стратифицированное, 14 — ртутное, ртутно-сурьмяно-мышьяковое и мышьяковое, 15 — колчеданно-барит-полиметаллическое и медно-порфировое, 16 — скарново-железорудное, 17 — скарново-редкметалльное, 18 — золоторудное.

мышьяковых, а также стратифицированных и жильных свинцово-цинковых, барит-свинцово-цинковых и баритовых месторождений и проявлений, сформированных в период позднеальпийской тектоно-магматической активизации.

Образование перечисленных типов месторождений обусловлено особенностями развития вмещающих геотектонических единиц, что подчеркивается тектоно-металлогенической моделью региона (рис. 1), учитывающей металлогенические и геодинамические разработки Г. А. Твалчредидзе [70, 71], Ш. А. Адамия с соавторами [1], В. Е. Хаина [76] и других исследователей.

НЕКОТОРЫЕ МЕТОДИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ИЗОТОПНЫХ ДАННЫХ

Легкие элементы благодаря химическому, физическому и биологическому разделению их изотопов приобретают специфический состав в основных «реперных» резервуарах [59, 77]. Эта особенность позволяет судить об источниках легких элементов в гидротермальных флюидах по их интегральному изотопному составу (δx_{Σ}): $\delta x_{\Sigma} \approx \sum x_i \delta x_i$ где: δx_i — изотопный состав элемента x в i -ом компоненте системы; x_i — мольная доля элемента x , сосредоточенная в i -ом компоненте системы.

Непосредственное определение величины δx_{Σ} возможно путем изучения изотопного состава элементов в реликтах минералообразующих флюидов, извлеченных из включений в минералах. Получаемая при этом информация из-за ряда нерешенных технических проблем не всегда удовлетворительна [84].

Извлечение флюидов из включений для проведения изотопных исследований водорода воды производилось термическим способом в интервале температур массовой декрепитации первичных включений. Дальнейшие процедуры соответствовали ранее описанной методике [40]. Малая дисперсия величин δD ($\pm 7\%$) при дублировании процессов извлечения и масс-спектрометрического анализа водорода воды флюидных включений¹ в природных образцах и искусственных кристаллах KNO_3 , выращенных в растворе с известным изотопным составом воды, подтверждает достоверность получаемых результатов.

При исследовании изотопного состава углерода углекислоты флюидных включений в минералах М. И. Кучером и Л. П. Носиком [22, 47, 57, 58] использован термический способ извлечения CO_2 . Такой метод приводит к искажению величин $\delta^{13}C_{CO_2}$.

¹ Анализы выполнялись в масс-спектрометрическом центре Грузии (М. Ш. Кавиладзе) и в масс-спектрометрической лаборатории ИГФМ АН УССР (И. З. Коростышевский).

[84]. Поэтому в сводке данных по месторождениям Кавказа использована лишь часть результатов, полученных ими. Критерием разбраковки служила дисперсия величин $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ в однотипных образцах. Используемые в работе остальные аналитические данные по углероду, сере и кислороду получены по стандартным методикам [10, 74, 77] с извлечением элементов из кристаллических решеток минералов. Погрешность анализов при этом не более $\pm 0,5\%$.

Выше отмечалось, что расшифровка источников элементов возможна по их интегральному изотопному составу, который может существенно отличаться от изотопного состава элементов в кристаллических решетках минералов [87]. Для оценки величин δx_1 и δx_2 нами использованы следующие методические приемы и приближения:

1. Изотопный состав компонентов флюида оценивается при допущении изотопного равновесия в системах: сульфид — $\text{HS}^- - \text{H}_2\text{S}^0$; сульфат — $\text{HSO}_4^- - \text{SO}_4^{2-}$; карбонат — $\text{CO}_2(\text{г}) - \text{H}_2\text{CO}_3^* - \text{HCO}_3^-$; кислородсодержащие минералы (окислы, сульфиты, карбонаты)—вода (55, 67).

2. Оценка $\delta^{34}\text{S}_\Sigma$ и $\delta^{13}\text{C}_\Sigma$ осуществлялась путем решения физико-химической проблемы о соотношении концентраций различных углерод- и серосодержащих компонентов во флюиде.

3. Допускалось, что основным концентратором кислорода и водорода во флюиде является вода [72].

4. Возможная изотопная неравновесность в системе «минерал-компонент флюида» приводит к неопределенности, не превышающей 1—2‰ при оценке значений $\delta^{34}\text{S}_{\text{HS}^-}$, $\delta^{34}\text{S}_{\text{HSO}_4^-}$ и $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ и несколько большей при оценке значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{HCO}_3^-}$ и $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$, что не может качественно повлиять на интерпретацию аналитических данных.

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ И ИХ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Обсуждение результатов изотопно-геохимических исследований ниже дается в соответствии с последовательностью формирования месторождений, типов руд и слагающих минеральных ассоциаций.

СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКОЕ КОЛЧЕДАННОЕ ОРУДЕНЕНИЕ РИФТОВОЙ ЗОНЫ ПЕРЕДОВОГО ХРЕБТА СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

В зоне сосуществуют медноколчеданные и медно-цинково-колчеданные месторождения кипрского и уральского типов, а

² На рис. 5 они отмечены вопросительным знаком.

также мандельштейновое и вкрапленное оруденение в толеитовых базальтах и офиолитовых аллохтонных чешуях соответственно.

К кипрскому типу относятся Промежуточная и Главная залежи Худесского месторождения, приуроченные к спилит-кремнистой формации. Каждая из них складывается сплошными медноколчеданными рудами, завершает колонку вулканического ритма, заполняет локальное углубление дна бассейна и располагается над синвулканической рудоподводящей структурой, трассируемой кварц-серицитовыми сульфидизированными метасоматитами (рис. 2, Худес).

Сера сульфидов сплошных руд (рис. 3), во всем объеме детально изученной Главной залежи, по изотопному составу характеризуется гомогенностью и близстандартностью ($\delta^{34}\text{S}_{\text{HS-}} = +0,5 \pm 1,5\%$). Незначительное утяжеление ее ($\sim 0,5\%$) проявлено на участках рекристаллизации гелеподобных масс дисульфида железа. Сульфиды подрудных синвулканических метасоматитов содержат наиболее тяжелую серу ($\delta^{34}\text{S}_{\text{FeS}_2} = +3,5 \pm 1,0\%$). В кровле Промежуточной залежи с гематит-сульфидными рудами ассоциирует барит с аномально легким изотопным составом ($\delta^{34}\text{S}_{\text{BaSO}_4} = +7,7 \div +8,0\%$). Этим подчеркивается, что сера, при формировании рудного тела, характеризовалась близстандартным изотопным составом и присутствовала в виде сульфидных комплексов. Бариты постколчеданной барит-сульфидной минерализации Худесского месторождения содержат утяжеленную серу ($\delta^{34}\text{S}_{\text{BaSO}_4} = +17 \pm 1\%$), что, вероятно отражает термодинамический эффект фракционирования ее изотопов между сульфидными и сульфатными комплексами при преобладании во флюиде восстановленных форм серы.

К уральскому типу принадлежат медно-цинково-колчеданные пластовые залежи Урупского, Власенчихского, Бескесского и Быковского месторождений. Они приурочены к контрастно-дифференцированной базальт-липаритовой формации, сформированной в условиях островодужного вулканизма и располагаются над синвулканическими рудоподводящими структурами, трассирующими осевые зоны вулканических сооружений центрального типа.

Для рассмотрения наиболее представительным является Урупское месторождение (рис. 2, 3, Уруп), выявляющее специфические изотопногеохимические особенности [15]. Синвулканические кварц-серицитовые метасоматиты месторождения, образующие столбообразные тела под пластовой залежью сплошных колчеданных руд, содержат сульфиды с широким спектром значений $\delta^{34}\text{S}$ (от $+2,4$ до $20,0\%$). Ими, наряду с ювенильной

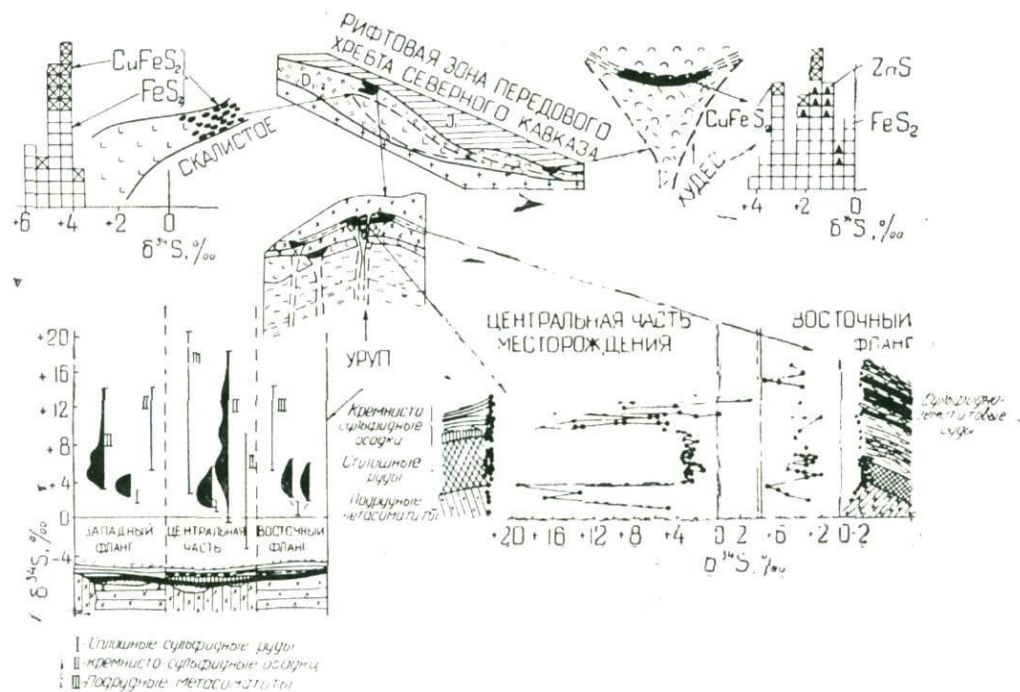


Рис. 2. Особенности распределения изотопов серы в рудах колчеданных месторождений рифтовой зоны Передового хребта Северного Кавказа.

серой, вероятно, заимствована сера, восстановленная из сульфатов морских вод нисходящей циркуляции. Пластовая залежь сплошных колчеданных руд, возникшая из излившейся на дно моря гелеподобной рудной массы, во всем объеме содержит гомогенную серу с близстандартными значениями $\delta^{34}\text{S}$ ($\delta^{34}\text{S}_{\text{HS-}} = 0 \pm 1,5\%$). Кремнисто-сульфидные осадки, перекрывающие рудное тело в его центральной части, характеризуются утяжелением серы и их изотопной неоднородностью ($\delta^{34}\text{S}_{\text{FeS}_2}$ от $-0,3$ до $17,7\%$). Этот факт объясняется образованием осадков при взаимодействии высокотемпературных металлоносных гидротерм с морской водой и химическим восстановлением морских сульфатов, тяжелая сера которых была заимствована сульфидами. Кремнисто-сульфидно-гематитовые руды, фациально замещающие кремнисто-сульфидные осадки и возникшие в относительно низкотемпературных условиях, содержат близстандартную серу ($\delta^{34}\text{S}_{\text{FeS}_2}$ от $+1,9$ до $+5,6\%$), что, по-видимому, обусловлено отсутствием условий для химического восстановления сульфатов иловых осадков или окисления глубинной сульфидной серы.

Объемная гомогенность (близстандартность) изотопного состава серы, характерная и для других пластовых залежей сплошных колчеданных руд (Бескес, Быковское, рис. 3), обусловлена их возникновением из изотопно-гомогенных гелеподобных сульфидных накоплений, процессы раскристаллизации которых поддерживались стабильно низкими значениями фугитивности кислорода и pH. При высоких значениях этих параметров возникли соподчиненные типы руд (вкрапленные в подрудных метасоматитах, кремнисто-сульфидные в прикровельных частях рудных тел), характеризующиеся существенной дисперсией значений $\delta^{34}\text{S}$.

Вкрапленное и мандельштейновое оруденение развито в толентовых базальтах (нижняя часть вулканической серии), которые от северной периферии рифта (Урупский район, месторождение Скалистое) к его осевой зоне резко увеличиваются в мощности. В этом направлении пирит-халькопиритовые проявления уступают место пиритовой минерализации.

На Скалистом месторождении (рис. 2) в пенисто-пузырчатой прикровельной части толентового покрова локализованы скопления пирит-халькопиритовых минералий и вкрапленников с гомогенным близстандартным изотопным составом серы (рис. 3). По-видимому, они возникли в период остывания лавового потока при взаимодействии пузырей ювенильной серы с каплями металлов. В аналогичных условиях, вероятно, образовались и многочисленные проявления пиритовой минерализации ($\delta^{34}\text{S}$

от +1,5 до +2,0‰) в толентовых базальтах осевой зоны рифта. По изотопному составу к ним близки пирит-халькопиритовые вкрапленные руды в офиолитовых аллохтонных чешуях (рис. 3, Карабек). Эти данные свидетельствуют о гомогенности серы глубинных базальтовых очагов. Она выдерживается на всех уровнях развития колчеданноносных систем и лишь частично нарушается в локальных участках смешения ювенильных флюидов с морскими водами (рис. 2, Уруп).

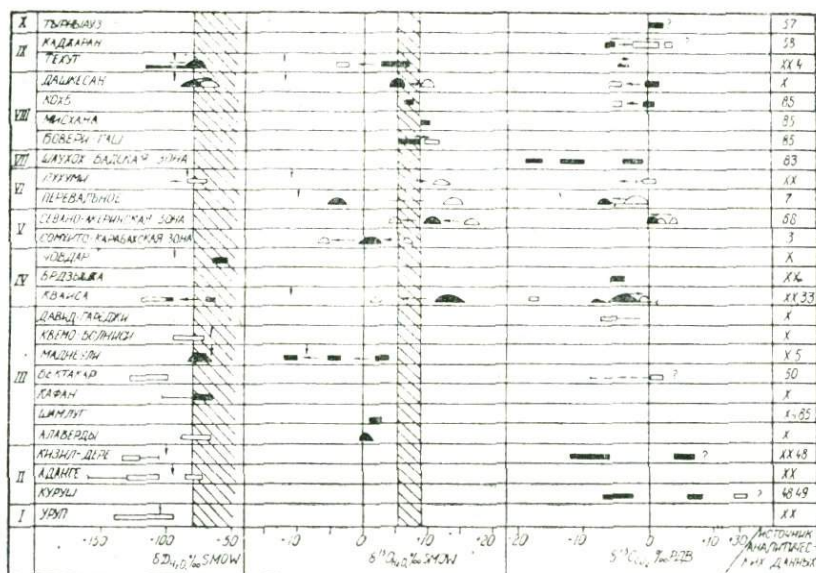


Рис. 4. Изотопный состав воды и углерода (CO_2) флюидов, сформировавших некоторые месторождения Кавказа.

Типы месторождений: I — стратиформные медноколчеданные, II — стратиформные медно-пирротин-полиметаллические; III — колчеданные и барит-полиметаллические (Малый Кавказ), IV — жильные баритовые и свинцово-цинковые, V — золото-сульфидные, VI — ртутные и мышьяково-сурьмяные, VII — осадочно-диагенетические, VIII — скарново-железорудные, IX — медно- и молибден-порфировые, X — скарново-редкометалльные.

Горизонтальной стрелкой показан тренд эволюции изотопного состава от дорудной к рудной и далее пострудной стадии. Знак, залитый черным — изотопный состав флюида на рудной стадии. Вертикальная стрелка соответствует изотопному составу современной метеорной воды региона. Вопросы-знаком помечены результаты изотопных исследований углерода флюидных включений в минералах.

* — неопубликованные данные авторов

Вопрос об источнике воды флюидов, участвовавших в образовании рассматриваемых месторождений не может быть решен изотопными исследованиями включений из-за тонкодисперсности первозданных руд, их последующей перекристаллизации и, следовательно, отсутствия в сульфиды первичных включений. Наряду с этим трудно предполагать участие во флюидах ощутимой доли морской воды ввиду ограниченной смесимости с ней гидротермальной раппы, или гелеподобного сульфидного накопления. Метеорная природа воды, установленная изучением изотопного состава водорода воды флюидных включений (рис. 4, Уруп), вероятно, отражает поздний процесс трансформации руд.

КОЛЧЕДАННОЕ И КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В ЮРСКИХ ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ТОЛЩАХ ОКРАИННОГО МОРЯ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

В осевой области окраинного моря Большого Кавказа были сформированы стратиформные залежи серноколчеданных и колчеданно-полиметаллических руд в синемюре — раннем плинсбахе (Жихих, Кацдаг), позднем плинсбахе — раннем тоаре (Филизчай, Куруш, Аданге) и позднем аалене (Кизил-Дере, Катех). Они возникли в пределах узких линейных депрессий, функционировавших вдоль магмо- и рудовыводящих синседиментационных глубинных разломов. В результате сжатия, складчатости (предкелловейская фаза) и синхронной с ними активности металлоносных флюидов произошло метаморфогенно-метасоматическое перерождение стратиформных рудных залежей в медно-пирротиновые и колчеданно-медно-пирротиново-полиметаллические рудные тела унаследованно-стратиформного типа [13, 16].

Сульфиды первозданных рудных тел характеризуются близ стандартным изотопным составом серы ($\delta^{34}\text{S} = +3 \pm 3\text{‰}$). Исключение составляет месторождение Кизил-Дере [13], где сера тонкозернистых серно-колчеданных руд резко утяжелена ($\delta^{34}\text{S}_{\text{FeS}_2}$ от +8 до +14,5‰) по сравнению с серой ассоциированных с ними среднезернистых пиритов ($\delta^{34}\text{S}_{\text{FeS}_2}$ от +2,1 до —1,4‰). В образовании тонкозернистых руд значительной бы-

** — неопубликованные данные совместных исследований авторов и Т. Г. Баиндурашвили (Лухуми), Г. В. Гигиадзе (Квайса), Т. Э. Кердзая (Аданге), К. А. Купрейшвили (Техут), А. Г. Твалчрелидзе (Кизил-Дере, Уруп, Техут)

*** — неопубликованные данные Н. С. Вардзелашвили, О. Д. Мардалейшвили.

ла роль биогенных факторов, в пользу чего свидетельствуют данные по изотопному составу пиритов с фрамбондальными составляющими ($\delta^{34}\text{S}$ от +1,2 до +16,1‰).

Незначительное нарушение объемной гомогенности серы является в полиритмичных рудных телах. Так, в рудной залежи Филизчая последовательность в ритмах (снизу вверх) пирито-

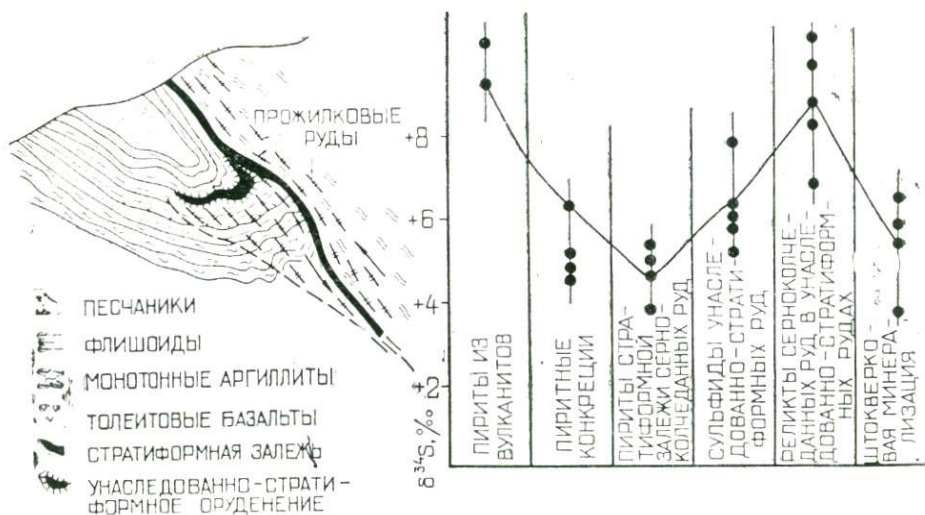


Рис. 5. Принципиальная позиция унаследованно-стратиформного пиритинполиметаллического оруденения и особенности распределения изотопов серы в рудах (на примере Адагейского месторождения, Горная Абхазия).

вого, пирит-халькопиритового, пирит-сфалеритового, пирит-сфалерит-галенитового и пирит-галенитового слоев сопровождается несущественным, но закономерным облегчением серы сульфидов цветных металлов и утяжелением серы пиритов.

При трансформации стратиформных рудных залежей в унаследованно-стратиформные рудные тела первозданная объемная гомогенность серы нарушается [16]. Так, в унаследованно-стратиформном пирротин-полиметаллическом рудном теле Аданге (рис. 5): сера реликтовых останцев серноколчеданных руд утяжелена на 3,5% по сравнению с серой первозданной серноколчеданной залежи ($\delta^{34}\text{S}_{\text{ср}} = 4,2\%$); сера пирротинов, по сравнению с серой замещаемых ими пиритов, облегчена на $2 \pm 2\%$; суммарная сера унаследованно-стратиформной минерализации ($\delta^{34}\text{S}_{\text{ср}} = +5,5\%$), по сравнению с серой первозданных серноколчеданных руд ($\delta^{34}\text{S}_{\text{ср}} = +4,2\%$), утяжелена; унаследованно-стратиформная минерализация по степени утяжеления серы занимает промежуточное положение между не-трансформированными серноколчеданными рудами и реликтовыми их останцами. Перечисленные особенности характерны и для других унаследованно-стратиформных месторождений (Кацдаг, Жихих, Кизил-Дере).

Из изложенного следует, что перерождение стратиформных рудных залежей в унаследованно-стратиформные рудные тела сопровождалось удалением с фронта трансформации сравнительно облегченной серы. Последняя участвовала в образовании жильно-штокверкового пирротин-полиметаллического оруденения вокруг унаследованно-стратиформных рудных тел и за их пределами [16]. К этой группе относятся Лагодехская и другие проявления (рис. 3) вероятно трассирующие структуры со скрытыми унаследованно-стратиформными рудными телами.

В формировании унаследованно-стратиформных руд и ассоциированных с ними карбонатно-сульфидных прожилков участвовали: углерод-осадочного и биогенного генезиса; вода — метеорного и глубинного генезиса (рис. 4). Трансформирующие процессы возможно затушевывали первичную природу углерода и воды флюидов гидротермально-осадочного этапа.

КОЛЧЕДАННОЕ И КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В МЕЗОЗОЙСКИХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ТОЛЩАХ МАЛОГО КАВКАЗА

Колчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения на Малом Кавказе локализованы в среднеюрской (Чирагидзор, Алаверди, Шамлуг, Кедабек, Ахтала и др.) и верхнеме-

ловой (Маднеули, Цители-Сопели, Квемо-Болниси и др.) вулканогенных толщах Сомхето-Карабахской вторичной эвгеосинклинальной зоны [70], сформированной на древнем фундаменте (Понтийско-Закавказский срединный массив).

Существующие геолого-генетические разработки [23, 24, 25] предполагают разновозрастность рассматриваемых месторождений и принадлежность их к различным уровням моноасцендентных вертикально-зональных рудоносных систем. В эту модель, по мнению В. И. Буадзе, не вписываются серноколчеданные (Чирагидзор) и медноколчеданные (Алаверди, Шамлуг, Кедабек и др.) месторождения, локализованные в среднеюрской вулканогенной толще и представляющие собой пространственно разобщенные и «завершенные» рудоносные системы.

Моноасцендентная зональность с последовательной сменой (снизу вверх) серноколчеданного, медноколчеданного, медно-цинково-колчеданного, барит-полиметаллического и баритового типов руд наиболее четко выражена на Маднеульском месторождении, характеризующегося близповерхностными условиями формирования, резкими перепадами температур и давлений, небольшим вертикальным размахом оруденения и неравновесными условиями отложения руд.

Маднеульское месторождение представляет также хороший пример для иллюстрации изотопной эволюции флюида (рис. 6). Так, смена среднетемпературных минеральных ассоциаций низкотемпературными сопровождается облегчением сульфидной и сульфатной серы. Эта закономерность эволюции флюида выдерживается и при изучении отдельных минеральных ассоциаций вне зависимости от глубины их нахождения. Пирит в ассоциации со сфалеритом на всех гипсометрических уровнях характеризуется положительными значениями $\delta^{34}\text{S}$ и оказывается обедненным тяжелой серой относительно метеоритного стандарта, если в ассоциации присутствует и галенит. Бариты, ассоциированные с галенитами, практически всегда содержат более легкую серу, чем бариты, ассоциированные с другими сульфидами, или образующие мономинеральные прожилки на уровне медно-цинковых руд.

Для всех изученных серно- и медноколчеданных и барит-полиметаллических месторождений Малого Кавказа (рис. 3) характерны следующие общие особенности изотопной эволюции флюида: при формировании серно- и медноколчеданных руд сульфидная сера флюида характеризовалась значениями $\delta^{34}\text{S}_{\text{HS-}} = +1,5 \pm 2,0\text{‰}$; при становлении полиметаллических и барит-полиметаллических руд участвовала сульфидная сера с изотопным составом, близким к $-3 \pm 3\text{‰}$; сульфатная сера флюидов, принимающих участие в формировании барит-

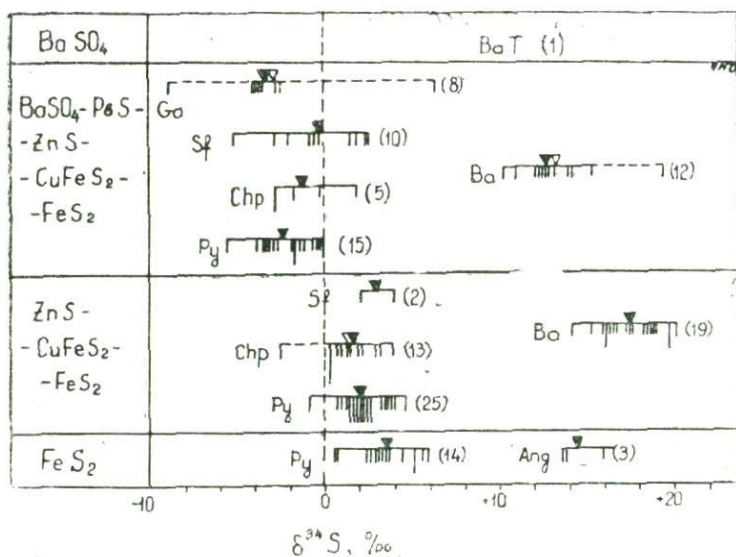


Рис. 6. Изотопный состав серы сульфидов и сульфатов из различных минеральных ассоциаций Маднеульского месторождения

полиметаллических руд, характеризовалась значениями $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{SO}_4} = +14 \pm 3\text{‰}$; на более глубоких горизонтах сульфатная сера во флюидах была ощутимо тяжелее ($\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{SO}_4} = 19 \pm 1,0\text{‰}$).

Для объяснения приведенной эволюционной направленности изотопного состава серы сульфидов и сульфатов могут быть предложены две модели: прогрессивное расходование флюидами тяжелого изотопа серы; возрастание окислительного потенциала в гидротермальных системах по мере понижения температуры. Обе модели в состоянии объяснить охарактеризованную изотопную зональность, если интегральный изотопный состав в исходных флюидах был близок к метеоритному стандарту [5].

Вопрос об источнике воды рудообразующих флюидов изучен на Маднеульском, Квемо-Болнисском и Кафанском месторождениях (рис. 4). Полученные результаты ($\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}} = -80 \pm 10\text{‰}$) указывают на отсутствие во флюидах ощутимой доли морской воды. Сведения по изотопному составу кислорода воды получены расчетным путем для флюидов, формировавших руды Маднеульского и Алавердского месторождений. При этом выявлена эволюция $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$ параметров от значений близких к

магматогенным водам к значениям, характерным для типичных метеорных вод (рис. 7).

Изотопный состав углерода изучен на месторождении Давид-Гареджи и рудопроявлении Бектакари. Полученные значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ (рис. 4) указывают на глубинный и коровый (осадочных карбонатов) источник углерода.

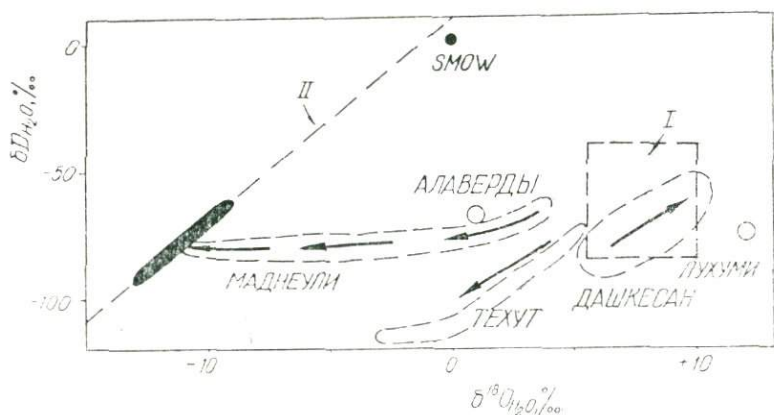


Рис. 7. Изотопный состав воды флюидов, сформировавших некоторые месторождения Кавказа. Стрелкой показан тренд эволюции изотопного состава воды во времени или в пространстве (снизу-вверх). I — область типичных магматогенных вод; II — линия типичных метеорных вод. Затененная черным область на линии II — современные метеорные воды Кавказа.

ЖИЛЬНОЕ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОЕ, БАРИТ-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОЕ И БАРИТОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Формирование месторождений данной группы имело место: в позднем карбоне (Северо-Кавказский краевой массив) — вслед за становлением жильных дериватов орогенных гранитоидов; в лейасе-зале (островодужный блок, ограничивающий осевую область окраинного моря Большого Кавказа и расположенный над зоной субдукции) — синхронно со стратиформным колчеданно-полиметаллическим рудообразованием в осевой области окраинного моря; в позднем палеогене — раннем неогене (Гагра-Джавская зона вдоль северного обрамления Закавказского срединного массива) — в связи с позднеальпийской тектоно-магматической активизацией региона.

Для рассматриваемых месторождений нами предлагается следующая обобщенная схема развития рудного процесса [73, 75 и др.]: $T = 450 - 360^\circ\text{C}$ — отложение кварц-пиритовых масс флюидами, насыщенными солями и двуокисью углерода $\rightarrow T = 350 - 200^\circ\text{C}$ — разбавление флюидов, понижение концентрации солей и двуокиси углерода и формирование кварц-карбонат-сфалерит-галенитовой ассоциации со стандартной последовательностью отложения сульфидов (пирит $\rightarrow$ железистый сфалерит $\rightarrow$ галенит) $\rightarrow T = 200 - 50^\circ\text{C}$ — отложение основной массы барита, иногда с кварцем (халцедоном) и кальцитом, флюидами с низкой соленостью и высоким содержанием N_2 и CO_2 . В низкотемпературной ($< 120^\circ\text{C}$) области с баритом ассоциирует слабо проявленная сульфидная минерализация с обратной последовательностью кристаллизации минералов: галенит $\rightarrow$ маложелезистый сфалерит $\rightarrow$ дисульфиды железа (марказит, реже пирит). Минералообразование завершалось отложением позднего кальцита и кварца (халцедона) и реже сменой в верхних частях жил барита гипсом.

Сульфидная и сульфатная сера флюидов позднекарбонатных и лейасааленских месторождений характеризуются значениями $\delta^{34}\text{S}_{\text{HS}} = 0 \pm 3\text{‰}$ и $\delta^{34}\text{S}_{\text{HSO}_4^-} = +19 \pm 3\text{‰}$ ($\Delta\delta^{34}\text{S}_{\text{HSO}_4^- - \text{HS}^-} = +19\text{‰}$). Аномальными являются данные (рис. 8) по баритам Эльбрусского района ($\delta^{34}\text{S}_{\text{BaSO}_4} = 14 \pm 1\text{‰}$) и галенитам проявления Баукол ($\delta^{34}\text{S} = +8 \pm 2\text{‰}$).

Более существенные вариации изотопного состава серы являются на позднеальпийских жильных месторождениях (рис. 8.) Наиболее типичными значениями $\delta^{34}\text{S}_{\text{HS}^-}$ и $\delta^{34}\text{S}_{\text{HSO}_4^-}$ при этом является $-4 \pm 4\text{‰}$ и $+15 \pm 5\text{‰}$ соответственно ($\Delta\delta^{34}\text{S}_{\text{HSO}_4^- - \text{HS}^-} = +19\text{‰}$). На этом фоне рельефно выделяются руды Квайсинского и Дзышра-Брдзышхинского рудных полей. В первых отмечаются широкая дисперсия изотопного состава серы ($\Delta\delta^{34}\text{S}_{\text{FeS}_2} \sim 50\text{‰}$, $\Delta\delta^{34}\text{S}_{\text{ZnS}} \sim 25\text{‰}$, $\Delta\delta^{34}\text{S}_{\text{PbS}} \sim 35\text{‰}$) и аномально высокие средние значения $\delta^{34}\text{S}$ ($\delta^{34}\text{S}_{\text{FeS}_2}^{\text{Cp}} = +16,4\text{‰}$, $\delta^{34}\text{S}_{\text{ZnS}}^{\text{Cp}} = +12,7\text{‰}$, $\delta^{34}\text{S}_{\text{PbS}}^{\text{Cp}} = +8,2\text{‰}$). в рудах Дзышра-Брдзышхинского рудного поля также отмечается широкая дисперсия величин $\delta^{34}\text{S}$ ($\Delta\delta^{34}\text{S}_{\text{PbS}} \sim 25\text{‰}$), но сульфиды постоянно обогащены легкой серой ($\delta^{34}\text{S}_{\text{PbS}} = -12,3\text{‰}$).

На большинстве из рассматриваемых месторождений эволюция рудного процесса сопровождалась закономерным изменением изотопного состава серы флюидов: на среднетемпера-

турной (350—250°C) стадии (вари-карбонат-сульфидная ассоциация) сульфидная сера флюида была близкостандартной ($\delta^{34}\text{S}_{\text{HS}^-} = +4 \pm 2\text{‰}$), а сульфатная — резко утяжеленной ($\delta^{34}\text{S}_{\text{HSO}_4^-} = +22 \pm 2\text{‰}$). в образовании основной массы руд на барит-полиметаллических месторождениях ($T = 250\text{—}150^\circ\text{C}$) участвовали облегченные разности серы ($\delta^{34}\text{S}_{\text{HS}^-} = -4 \pm 2\text{‰}$, $\delta^{34}\text{S}_{\text{HSO}_4^-} = +10 \pm 3\text{‰}$): при формировании большинства баритовых месторождений ($T < 150^\circ\text{C}$) сульфидная сера прогрессивно облегчалась, а сульфатная — утяжелялась. Этот эволюционный тренд указывает на образование рассматриваемых месторождений в результате деятельности однотипных гидротермальных систем и противоречит представлениям о разных источниках сульфидной и сульфатной серы [28, 75].

При расшифровке пространственно-временной эволюции изотопного состава серы и решении вопроса об ее источниках основное внимание обращалось на специфичность гидротермальных систем, обусловивших возникновение постбаритовой сульфидной минерализации с обратной последовательностью кристаллизации от галенита к сфалериту и далее к дисульфидам железа, полное отсутствие в рудах сульфидов кальция (при широком развитии карбоната кальция и сульфата бария), отсутствие значительных скоплений халькопирита.

Для объяснения указанных аномалий, на наш взгляд, следует использовать разработки [9, 46, 56, 86], в соответствии с которыми при повышенных температурах во флюиде должна была возрастать роль комплексов с промежуточной степенью окисления серы: H_2SCl_2^+ (при $T > 350^\circ\text{C}$) $\text{H}_2\text{S}_m\text{O}_n$, H_2S_n (при $T < 250^\circ\text{C}$), S_8 (при $T > 250^\circ\text{C}$) и др. Многие из них, образуя легкорастворимые соединения с тяжелыми металлами, включая Zn, Pb и Ba [86], могли участвовать в формировании жильной полиметаллической, барит-полиметаллической и баритовой минерализации. Подобная модель в состоянии объяснить отложение из однотипных по составу флюидов, как существенно сульфидных (Згид, Квайса), так и существенно сульфатных (Чорди, Белореченское) руд, спонтанное отложение больших масс колломорфных руд (Квайса), повсеместное отсутствие в рудах

ские, золото-сульфидные, ртутные, ртутно-сурьмяно-мышьяковые месторождения Кавказа.

** — неопубликованные данные совместных исследований авторов и Т. Г. Банидурашвили.

*** — неопубликованные данные К. К. Карасева и В. Н. Макарова. Остальные обозначения — см. рис. 3.

ангидрита¹, а также различную дисперсию величин $\delta^{34}\text{S}$, вплоть до перекрытия изотопных характеристик сульфидной и сульфатной серы в пределах одного месторождения.

С учетом приведенных данных интегральный изотопный состав серы флюида оценивается величиной $+6 \pm 2\text{‰}$. Нижний ее предел соответствует переносу серы в виде полисульфидных комплексов или элементарной серы [46], а верхний — в виде тиосульфатных комплексов. В качестве источника такой серы представляется подкоровый резервуар с $\delta^{34}\text{S} \sim 0\text{‰}$, находящийся в изотопно-обменном равновесии с двуокисью серы отделяющегося флюида (55).

Выводу о глубинном источнике как сульфидной, так и сульфатной серы не противоречит систематическое утяжеление сульфидной серы в рудах Чордского, Квайсинского и Телнарского месторождений (рис. 8), поскольку $\delta^{34}\text{S}$ баритов (Телнари) опускается до 11‰ при широкой дисперсии изотопного состава серы сфалеритов (Квайса) (от -3 до $+24\text{‰}$). Эти данные интерпретируются с учетом специфики форм переноса серы во флюиде.

Изотопный состав углерода карбонатов (Квайса, Дзышра), учитывая расчетные значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ (рис. 4), указывает на присутствие во флюиде глубинного и корового (осадочного) углерода. Поздние карбонаты Квайсинского месторождения содержат биогенный углерод.

Изучение изотопного состава кислорода кальцитов в кварц-кальцит-сульфидных прожилках (Квайса) и пересчет значений $\delta^{18}\text{O}$ последних на равновесный изотопный состав кислорода воды (рис. 4) указывает, что при рудообразовании кислород утяжелелся за счет изотопно-обменных реакций флюидов с известняками. Метаморфизация воды не позволяет оценить ее источник в гидротермальной системе.

Исследованием изотопного состава водорода воды флюидов получены значения δD (рис. 4): -60‰ — для сфалерит-галенитовых руд Квайского месторождения; -94‰ (кальциты) и 120‰ (бариты) — для Чордского месторождения барита. В

¹ Н. Е. Учанийшвили с соавторами [75] на основании наличия в кварцах и кальцитах (Чорли, Тхмори, Кызылчук) твердых включений ангидрита ($\sim 0,01$ мм) допускают его кристаллизацию на ранних стадиях становления жильных баритовых месторождений и полное растворение ангидрита из всех жильных баритовых и барит-полиметаллических месторождений Кавказа, что трудно доказуемо

первом случае имеем дело с глубинными флюидами, или с метеорными водами, во втором — следует говорить только о типичных метеорных водах.

ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Золото-сульфидное оруденение, развитое в Севано-Акеринской офиолитовой зоне, связано с позднеальпийской тектономагматической активизацией. Сходная минерализация известна в Помбак-Зангезурской зоне (рудопоявление Меградзор).

В рудах Севано-Акеринской зоны выявлен узкий близстандартный диапазон вариаций величин $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов при незначительном облегчении серы от ранних ассоциаций к поздним (рис. 8). С. С. Григорян с соавторами [27] предполагает, что сера заимствована из рудовмещающих габброидов, среднее значение $\delta^{34}\text{S}$ которых совпадает со средними значениями $\delta^{34}\text{S}$ руд. Однако концентрация серы в свежих и измененных габброидах идентична, что указывает на глубинный источник серы.

Расчетные значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ (рис. 4) соответствуют модели заимствования углерода из осадочных пород, а облегчение углерода CO_2 — от ранних к поздним стадиям функционирования гидротермальной системы, согласно представлениям Л. А. Банниковой с соавторами [6, 8], является следствием окисления органических соединений.

Можно предложить и другую модель в соответствии с которой углерод во флюидах находился в форме бикарбонатных комплексов с $\delta^{13}\text{C}_{\text{HCO}_3^-} = -5.5 \pm 1.5\%$ на дорудной, $-6.0 \pm 1.5\%$ на рудной и $-2.0 \pm 1\%$ на пострудной стадиях. При этом допускается глубинный источник углерода. На пострудных стадиях ощутима доля углерода, извлеченного из осадочных толщ.

Изучением изотопного состава кислорода (рис. 4) выявлены высокие значения $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ на дорудных стадиях, что указывает на интенсивное взаимодействие флюида с рудовмещающими осадочными породами. Установлено также облегчение кислорода воды флюида по мере понижения температуры рудообразования, что может быть связано как с уменьшением интенсивности изотопно-обменных реакций с вмещающими породами, так и с разбавлением флюидов изотопно-легкими метеорными водами. Эта модель хорошо согласуется с данными по Меградзорскому рудопоявлению, где также наблюдается тренд понижения величин $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ от дорудных к пострудным флюидам.

Низкие значения $\delta^{\text{R}}\text{O}$ пострудных флюидов ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = -6 \pm 1\%$) однозначно указывают на метеорное происхождение, по край-

ней мере, одного из смешивающихся растворов. Полная метаморфизация воды на ранних стадиях функционирования гидротермальных систем не позволяет оценить первичный ее источник.

РТУТНОЕ, РТУТНО-СУРЬМЯНО-МЫШЬЯКОВОЕ И МЫШЬЯКОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

На Большом Кавказе месторождения данной группы сосредоточены вдоль северной и южной периферии Главного хребта. На Малом Кавказе оруденение размещено в Севано-Акеринской, Араксинской и Сомхето-Карабахской зоне [78].

Многочисленными исследованиями [73] и др. установлены близкие Р—Т—Х условия формирования ртутно-мышьяково-сурьмяных месторождений Большого Кавказа. Рудообразующие флюиды характеризовались сравнительно низкой температурой (200—50°C) и небольшим давлением (200—70 бар.). Исключение составляют сурьмяно-мышьяковые месторождения Верхней Рачи (Лухуми и др.), при формировании которых флюиды на продуктивной стадии характеризовались высокими температурами (до 340°C) и давлением до 1500 бар. В соответствии с представлениями В. И. Смирнова [66] их, и аналогичные другие объекты следует относить к среднетемпературным, а не телетермальным.

Сульфидная сера флюидов ртутно-сурьмяно-мышьяковых месторождений Большого Кавказа характеризуется малой дисперсией значений $\delta^{34}\text{S}$ и незначительным утяжелением относительно метеоритного стандарта ($\delta^{34}\text{S} = +3 \pm 4\text{‰}$). Лишь на единичных объектах (Зопхито, Ахахча) она обладает более низкими значениями $\delta^{34}\text{S}$ (рис. 8). В целом для Большого Кавказа намечается тенденция утяжеления серы от Кубанского и Краснополянского рудных районов ($\delta^{34}\text{S}_{\text{HGS}}^{\text{CP}} = 0 \pm 2,5\text{‰}$) к Абхазкому ($\delta^{34}\text{S}_{\text{HGS}}^{\text{CP}} = +2 \pm 2,0\text{‰}$) и далее к Сванетскому, юго-Осетинскому и Северо-Осетинскому районам ($\delta^{34}\text{S}_{\text{HGS}}^{\text{CP}} = +4 \pm 2\text{‰}$). Учитывая термодинамические расчеты, следует допустить, что сера во флюидах присутствовала в основном в виде сульфидных комплексов. При этом интегральный изотопный состав ее во флюиде оценивается величиной порядка $+3\text{‰}$ что соответствует глубинному источнику.

На ртутных и мышьяковых проявлениях Малого Кавказа сульфиды характеризуются значительной дисперсией величин $\delta^{34}\text{S}$ в области тяжелой серы ($\delta^{34}\text{S}_{\text{HS}} = +6 \pm 9\text{‰}$). Лишь на Даррыдагском реальгар-аурипигментовом проявлении сера

ощутимо облегчена ($\delta^{34}\text{S}_{\text{HS}^-} = -14 \pm 1\%$), что не исключает возможность корового ее источника.

Изотопными исследованиями углерода, водорода и кислорода охвачено Лухумское и частично Перевальное месторождения (рис. 4). На среднетемпературной стадии их формирования углерод заимствовался флюидами из рудовмещающих карбонатных толщ. На Перевальном месторождении, в зоне развития низкотемпературной ртутной минерализации, углекислота флюида характеризуется значениями $\delta^{13}\text{C}$, близкими глубинному углероду. Аналогичные значения могли быть получены в результате неравновесной дегазации Флюида (с потерей части CO_2), а также при частичном окислении органических соединений флюида и вмещающих пород. Расчетный изотопный состав кислорода воды во флюидах указывает, что на среднетемпературной стадии они интенсивно взаимодействовали с осадочными карбонатными породами. Утяжеление воды при этом процессе не позволяет оценить ее первичный источник. Низкотемпературные флюиды на Перевальном месторождении характеризовались величиной $\delta^{18}\text{O}$, однозначно указывающей на преобладание в них метеорной составляющей (рис. 4). Вода флюидных включений в минералах среднетемпературной стадии Лухумского месторождения и по изотопному составу водорода сходна как с современными водами региона, так и типичными магматогенными. Следовательно полученные данные не позволяют выбрать модель источника флюидов.

ОСАДОЧНО-ДИАГНОСТИЧЕСКОЕ СУЛЬФИДНОЕ, МЕДНО- И МОЛИБДЕН-ПОРФИРОВОЕ, СКАРНОВО-ЖЕЛЕЗОРУДНОЕ И СКАРНОВО-РЕДКОМЕТАЛЬНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

В рассматриваемой группе сопоставляются крайние члены рудно-формационного ряда Кавказа — рудопроявления и месторождения, принципиально отличающиеся по условиям формирования.

Осадочно-диагенетические сульфидные проявления сосредоточены в средне- и позднепалеозойских регрессивных и молассовых отложениях Шаухох-Бадской зоны Большого Кавказа, а также лейасских и верхнеюрских карбонатно-терригенных толщах осадочного чехла Северо-Кавказского краевого массива.

С изотопно-геохимических позиций наиболее детально изученными являются сульфидные проявления Шаухох-Бадской зоны [83]. Для них характерна широкая дисперсия величин $\delta^{34}\text{S}$ преимущественно в области легкой серы (рис. 9), что традиционно можно объяснить нестабильным режимом жизнедея-

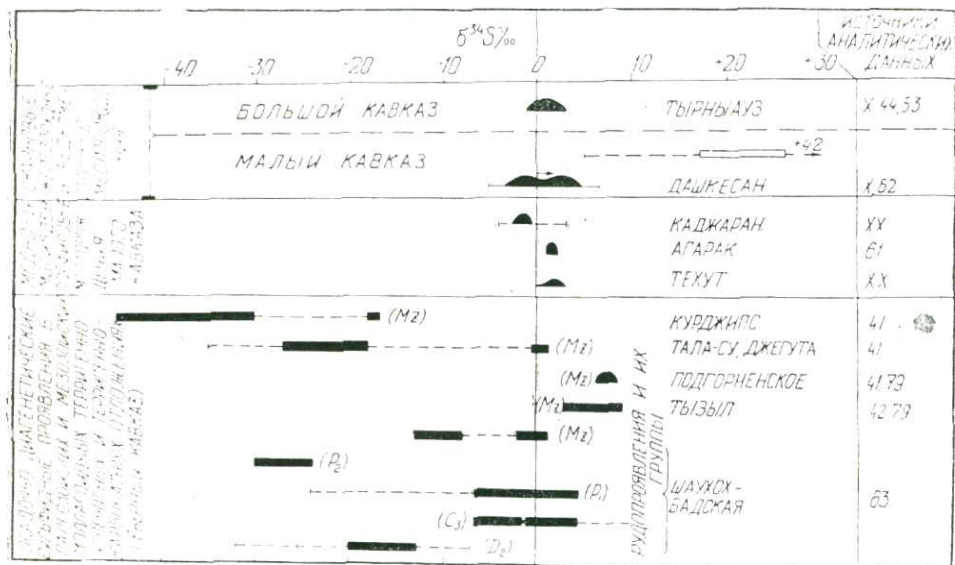


Рис. 9. Изотопный состав серы рудоотлагающих растворов, сформировавших осадочно-диагенетические проявления, медно- и молибден-порфировые и скарновые месторождения.

** — неопубликованные данные совместных исследований авторов с К. А. Купреншвили (Техут) и А. Г. Твалчрелидзе (Каджаран, Техут). Остальные обозначения — см. рис. 3.

тельности сульфатредуцирующих бактерий [19]. Для проявлений указанной зоны [83], а также для других аналогичных проявлений региона не исключается возможность поступления рудного вещества в бассейн осадконакопления с гидротермальными флюидами. В пользу такого допущения может свидетельствовать утяжеление серы сфалеритов и галенитов Подгорненского и Тзылского проявлений. Данные об изотопном составе рассеянного карбонатного углерода в стратиформных медных проявлениях Шаухох-Бадской зоны (рис. 4) свидетельствуют об интенсивном окислении осадочного органического вещества на диагенетической стадии рудообразования.

Медно- и молибден-порфировые месторождения — Каджаранское, Агаракское (Памбак-Зангезурская зона) и Техутское (Сомхето-Карабахская зона) приурочены к Шнох-Кохбскому и Мегринскому полифазным интрузивам.

Термобарогеохимическими исследованиями установлено, что формирование продуктивных минеральных ассоциаций (Техут, Каджаран) происходило в интервале температур 460—300°C. Минералоотлагающие флюиды этой стадии (Техут) характеризовались высокой соленостью (до 40 вес. % в пересчете на NaCl) из значительными концентрациями серы, меди и железа [45]. Образование полиметаллической и карбонатсодержащих ассоциаций (Техут, Каджаран) происходило в интервале температур 230—100°C из слабоминерализованных растворов.

Сульфидная сера флюидов (рис. 9) характеризовалась малой дисперсией величин $\delta^{34}\text{S}$. На месторождениях с медной специализацией (Агарак, Техут) она несколько утяжелена, а с молибденовой (Каджаран) — облегчена. Сера ангидритов (Техут) утяжелена относительно метеоритного стандарта в среднем на 16,5 ‰, что отражает низкую скорость изотопного обмена разновалентных форм серы флюиды при температурах ниже 450—400°C [88].

На Техутском месторождении выявлена тенденция облегчения значений $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ от $-65 \div -96 \text{ ‰}$ (высокотемпературная стадия) до $-97 \div -117 \text{ ‰}$ (поздняя низкотемпературная стадия). Совмещение этих данных с расчетной оценкой $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ выявляет прогрессивное разбавление первичномагматических флюидов водами метеорного происхождения (рис. 7). Согласно расчетам это явление приводило к закономерному утяжелению углерода. Так, основными формами углерода во флюиде являлись бикарбонатные комплексы $[\text{Me}(\text{HCO}_3)]$, что подтверждается данными криометрических исследований включений и химическим анализом водной и газовой фаз. Этим обусловлено существенное утяжеление углерода (от $-8,0$ до $-0,3 \text{ ‰}$), что отражает процесс разбавления магматогенных вод, содержащих глубинный углерод ($\delta^{13}\text{C} \sim -8 \text{ ‰}$) — метеорными водами, насыщенными бикарбонатом за счет взаимодействия флюидов с осадочными породами ($\delta^{13}\text{C} \sim 0 \text{ ‰}$). В рудах Каджаранского месторождения также фиксируется преобладание глубинной CO_2 на среднетемпературной (продуктивной) стадии ($\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}^{\text{ГЖБ}} = -6 \text{ ‰}$) и коровой — на низкотемпературной стадии ($\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}^{\text{ГЖБ}} = -0,2 \pm 1,0 \text{ ‰}$).

Скарново-железорудное оруденение (Малый Кавказ) с изотопно-геохимических позиций изучено на примере Дашкесанского, Кохбского и Мисханского месторождений. Исследованы также Бовери-Гашская жильная кварц-гематитовая минерализация, генетически увязываемая с Кохбским орудене-

нием и алунитовые залежи (Заглик), сменяющие скарнированные породы в районе северо-западного железорудного участка Дашкесана.

На Дашкесанском месторождении скарново-железорудные залежи содержат сульфиды магнетитовой (пирит, халькопирит) и постмагнетитовой (пирит, халькопирит, сфалерит, кобальтин, глаукоdot) стадий. Первые содержат близстандартную серу, а сера наложенных сульфидов сравнительно утяжелена в среднем на 2‰ (рис. 9).

На магнетитовой стадии гидротермальная система характеризовалась высокими концентрациями железа (до 0,5 моль/л) и возможно серы (до 1 моль/л). Последняя, вероятно, присутствовала в виде элементарной разности [46]. В зависимости от окислительно-восстановительной обстановки она могла распадаться на сульфидную и сульфатную составляющие. Однако отсутствие в рудах ангидрита (при избытке во флюиде кальция) указывает, что сульфатные комплексы не могли служить формой переноса серы. Учитывая незначительную степень равновесного фракционирования изотопов серы в системе (в интервале 100—400°C $\Delta\delta^{34}\text{S}_{\text{S}_0\text{-HS}} = 0 \pm 0,5\text{‰}$), следует утверждать, что сера флюида на магнетитовой и постмагнетитовой стадиях по изотопному составу была близкой к метеоритной и поступала из глубинных источников.

Алуниты Загликского месторождения, при широкой дисперсии величин $\delta^{34}\text{S}$ (от -3 до +42‰), преимущественно группируются в области гидротермальных сульфатов ($\delta^{34}\text{S}$ от +17 до +26‰). При сближении скарново-железорудной и алунитовой залежей сульфатная сера алунитов облегчается, а сульфидная сера скарновых залежей утяжеляется, что видимо подчеркивает генетическую связь между ними.

Для Дашкесанского месторождения расчетные значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ характеризуются величинами 0 и -5‰, для высокотемпературной (270°C) и низкотемпературной (200°C) стадий соответственно. Аналогичный тренд фиксируется и на Кохбском месторождении. Вероятно, на высокотемпературной стадии основным источником углерода являлись вулканогенно-осадочные и осадочные породы, а на низкотемпературной — из-за ослабления реакционной способности системы, превалировала роль глубинной углекислоты.

Флюиды, формировавшие продуктивные минеральные ассоциации на всех изученных объектах, в соответствии с расчетными значениями $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ идентифицируются с магматогенными водами. Однако не исключена возможность утяжеления изотопно-легкой метеорной воды за счет изотопного обмена с осадочными карбонатными породами. Реальность этого допущения

подчеркивается более тяжелым изотопным составом кислорода флюидов, формировавших поздние карбонаты на Дашкесанском и Бовери-Шашском месторождениях.

Изотопный состав водорода воды флюидов на Дашкесанском месторождении эволюционирует от $\delta D_{H_2O} = -80 \pm 5\text{‰}$ (магнетитовая стадия) до $\delta D_{H_2O} = -65 \pm 6\text{‰}$ (низкотемпературная стадия). Флюиды на магнетитовой стадии, учитывая более легкий изотопный состав водорода, высокую соленость (до 600 г/л) и высокие содержания железа и серы, вероятно, имели глубинное происхождение. Во флюидах низкотемпературной стадии, содержащих сравнительно тяжелый водород ($\delta D_{H_2O} = -65\text{‰}$), вероятно, ощутимой была доля воды метеорного происхождения, в пользу чего косвенно может указывать наличие воды с аналогичным изотопным составом (-60‰) в баритах близлежащего месторождения Човдар.

Скарново-редкометальное оруденение, связанное с неогеновой тектоно-магматической активизацией Главного хребта Большого Кавказа, с позиции изотопной геохимии изучено на примере Тырнаузского молибден-вольфрамового месторождения.

Руды состоят из четырех минеральных ассоциаций: скарновой, кварц-молибденитовой, шеелит-флюоритовой и сульфидной. Стадиальность рудообразовательного процесса имело место при относительно постоянном давлении (950—750 бар.) и сопровождалась постепенным понижением температуры от 420 до 130°C. Параллельно шло понижение солености флюидов от 600 до 50 г/л в пересчете на NaCl. При формировании кварц-молибденитовой ассоциации флюиды характеризовались высокой концентрацией углекислоты, достигающей 17 мол. % [53].

Молибденит, пирит, пирротин, халькопирит, арсенопирит, сфалерит и антимонит различных стадий, образующие различные минеральные ассоциации, показывают незначительные отклонения ($\sim 2\text{‰}$) изотопных значений от $\delta^{34}S_{Cp}$ ($+3\text{‰}$) по месторождению (рис. 9), что позволяет судить о глубинном источнике серы рудоотлагающих флюидов.

Углерод углекислоты высокотемпературных флюидных включений в кварцах из кварц-молибденовых и кварц-шеелитовых прожилков характеризуется незначительным утяжелением относительно стандарта PDB, чем подчеркивается его коровый источник. На постскарновых стадиях углерод заимствовался из осадочных пород.

Устанавливается идентичность значений $\delta^{18}O_{H_2O}$ ($+9 \pm 1\text{‰}$) интрузива и высокотемпературных флюидов и, следовательно, подчеркивается глубинное происхождение последних. В зоне

контакта гранитоидов с мраморизованными известняками кислород первых незначительно утяжелен, а вторых — существенно облегчен, что следует считать результатом изотопно-обменных реакций [52].

Выводы

1. По результатам изотопно-геохимических исследований ведущую роль в образовании эндогенных месторождений Кавказа играли подкоровые источники вещества. Наиболее отчетливо это доказывается для серы. Вопрос об источниках углерода и воды решается менее определенно из-за метаморфизации глубинных флюидов в процессе их взаимодействия с карбонатсодержащими породами и водами метеорного, реже морского генезиса.

2. В первичных эвгеосинклинальных зонах (рифтовая структура Передового хребта Северного Кавказа, осевая зона окраинного моря Большого Кавказа) вынос серы из подкоровых глубин происходил чрезвычайно активно. При этом, на определенных уровнях развития гидротермальных систем, растворы достигали коллоидно-гелевого состояния и, спонтанно изливаясь на дно моря, формировали крупные серно- и медноколчеданные и колчеданно-полиметаллические залежи с гомогенной и близстандартной по изотопному составу серой.

3. Гелеподобные сульфидные накопления представляли собой закрытые системы не смешивающиеся с морской водой; что обусловило сохранность в них первичного изотопного состава серы. В отличие от массивных руд — маломощные прослои колчеданных руд, кремнисто-сульфидные осадки над колчеданными залежами и вкрапленные руды в подрудных метасоматитах характеризуются наличием ощутимой доли серы морских сульфатов, восстановленных биогенным или химическим путем.

4. Гомогенность серы глубинных рудогенерирующих базальтовых очагов подчеркивается изотопной характеристикой сульфидов вкрапленного и мандельштейнового оруденения, образовавшегося при остывании базальтовых расплавов, излившихся на морское дно.

5. Метаморфогенно-метасоматическое перерождение первозданных стратиформных рудных залежей в унаследованно-стратиформные рудные тела сопровождалось утяжелением серы последних и выносом с фронта трансформации сравнительно облегченной серы, участвовавшей в образовании жильно-штокерковых руд.

6. Серно- и медноколчеданные, колчеданно-полиметаллические и барит-полиметаллические месторождения, локализованные в среднеюрских и верхнемеловых вулканогенных толщах

вторичной эвгеосинклинали Малого Кавказа, характеризуются моноасцендентной рудно-метасоматической зональностью, обусловленной пространственной эволюцией Р—Т—Х параметров рудоотложения. Изотопный состав кристаллизующихся сульфидов при этом определялся соотношением различных форм серы во флюиде, характеризующимся близметеоритным интегральным изотопным составом.

7. Пространство — временная эволюция величин $\delta^{34}\text{S}_{\text{HS}^-}$ и $\delta^{34}\text{S}_{\text{HSO}_4^-}$, коррелирующая с изменением температурного режима гидротермальных систем (рис. 10), характерна для многих разноформационных месторождений и удовлетворительно объясняются лишь в случае принятия модели переноса серы во флюиде в форме комплексов с промежуточными степенями окисления (S^0 , S^{+4}).

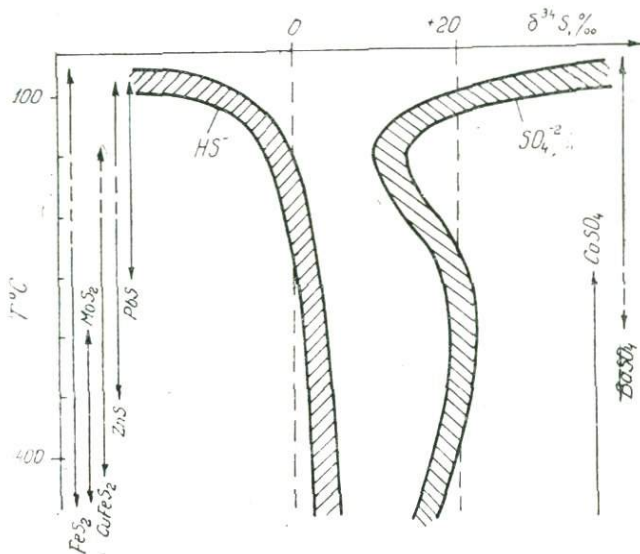


Рис. 10. Обобщенная схема эволюции изотопного состава сульфидной и сульфатной серы флюидов на разноформационных месторождениях Кавказа.

8. На некоторых месторождениях и рудопроявлениях подкорковая природа серы затухивается в результате взаимодействия флюидов с высокосернистыми средами (эвапориты, насыщенные органическим веществом пиритовые черносланцевые толщи и др.). Это явление наиболее ярко проявилось при низких кон-

центрациях серы в первичных флюидах и характерно для небольших по масштабам скоплений руд.

9. Реакционное взаимодействие гидротермальных флюидов с карбонатами осадочных толщ способствовало загрязнению их коровым углеродом. Наличие глубинной углекислоты надежно фиксируется лишь в системах, функционировавших в бескарбонатных толщах, а также при уменьшении реакционной способности флюидов на низкотемпературных стадиях развития.

10. Присутствие в рудоотлагавших системах глубинных магматогенных вод доказывается для высокотемпературных стадий их функционирования. С понижением температуры доля вод корового генезиса возрастала в результате разбавления глубинных флюидов метеорными водами.

11. Проведенные исследования подчеркивают однотипность первичных гидротермальных флюидов, формировавших разнообразные рудные месторождения Кавказа и идентичность Р—Т—Х параметров кристаллизации сходных минеральных ассоциаций [21]. Генетическое разнообразие месторождений, видимо, обусловлено в основном спецификой палеотектонических обстановок, условиями разгрузки флюидов, различными источниками металлов и, в меньшей степени, контаминацией флюидов коровой серой и углеродом.

ЛИТЕРАТУРА

1. Адамия Ш. А., Закариадзе Г. С., Лордкипанидзе М. Б. Эволюция древней активной континентальной окраины на примере альпийской истории Кавказа. — Геотектоника, 1977, № 4.
2. Адамия Ш. А. и др. Альпийский вулканизм, металлогения и тектоника Восточного Средиземноморья. — Вулканология и сейсмология, 1981, № 6.
3. Акопян М. С., Искандерян Г. Г., Донцова Е. И. Изотопно-кислородное изучение Меградзорского золоторудного месторождения. — Геохимия, 1976, № 2.
4. Акопян М. С., Мелконян Р. Л., Пароникян В. О. К вопросу генезиса Техутского медно-молибденового месторождения. — Изв. АН Арм. ССР Науки о Земле, 1982, № 6.
5. Аревадзе Д. В., Гогишвили В. Г., Ярошевич В. З. Геология и генезис Маднеульского медно-барит-полиметаллического месторождения (Южная Грузия). — Геология рудных месторождений, 1983, № 6. —
6. Банникова Л. А. и др. Изотопный состав гидротермальных карбонатов как индикатор условий рудоотложения. — Докл. АН СССР, 1980, 250, № 1.

7. Банникова Л. А. Связь изотопного состава кальцитов и их люминесценции с характером преобразования органического вещества в гидротермальных условиях. — *Геохимия*, 1981, № 11.
8. Банникова Л. А. и др. Влияние окислительно-восстановительных реакций с участием углерода на формирование золоторудного месторождения Армянской ССР. — *Геохимия*, 1982, № 7.
9. Барнс Х. Л. Растворимость рудных минералов. — В кн.: *Геохимия гидротермальных рудных месторождений*. — М.; Мир, 1982.
10. Березовский Ф. И. и др. Выделение кислорода для изотопного анализа реакцией взаимодействия минералов с гидрогалогенидами гуанидина. — Тезисы докл. X Всесоюз. симпозиума по стаб. изотопам в геохимии. — М., 1984.
11. Бернэм К. У. Магмы и гидротермальные флюиды. — В кн.: *Геохимия гидротермальных рудных месторождений*. — М.; Мир, 1982.
12. Богущ И. А. Типоморфизм изотопного состава серы минералов колчеданных руд Северного Кавказа. — *Изв. Сев. Кав. научного центра Высш. шк. Естеств. н.*, 1983, № 3.
13. Буадзе В. И., Кавиладзе М. Ш., Мелашвили Т. А. — Изотопы серы и вопросы генезиса сульфидных залежей месторождения Кизыл-Дере (Дагестанская АССР). — *Геология рудных месторождений*, 1973, № 3.
14. Буадзе В. И., Кавиладзе М. Ш. Генезис колчеданных месторождений в свете изучения изотопного состава серы рудосодержащих сульфидов. — В кн.: *Проблемы геологии и металловключений Кавказа*. — Тбилиси, 1976.
15. Буадзе В. А., Кавиладзе М. Ш. Изотопы серы и вопросы генезиса колчеданных месторождений Урупского района (Сев. Кавказ). — *Геология рудных месторождений*, 1977, № 4.
16. Буадзе В. И., Кердзая Т. Э., Кавиладзе М. Ш. Последовательность оруденения и вариации изотопов серы на примере колчеданно-медно-пирротиново-полиметаллического пояса Горной Абхазии. — *Геология рудных месторождений*, 1978, № 4.
17. Буадзе В. И. и др. Условия формирования медно-пирротиново-полиметаллических рудопроявлений Горной Кахетии в свете геолого-минералогических исследований и изучения изотопного состава серы сульфидов. — В кн.: *Материалы по полезным ископаемым Кавказа*. — Тбилиси, Ганатлеба. 1979.
18. Виноградов А. П. и др. Источники серы и некоторые вопросы формирования сульфидных залежей колчеданного типа в осадочных толщах. — *Геохимия*, 1971, № 10.
19. Виноградов В. И. Роль осадочного цикла в геохимии изотопов серы. — М., Наука, 1980.
20. Виноградов В. И., Ананян А. Л. Изотопный состав серы в современных гидротермах Малого Кавказа. — В кн.: *Очерки геохимии ртути, молибдена и серы в гидротермальном процессе*. — М., Наука, 1970.

21. Гансеев И. Г. Строение и свойства гидротермальных растворов. Форма миграции минерального вещества. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1977, № 3.
22. Генкин А. Д. и др. Распределение кадмия, марганца, селена и изотопов серы в сосуществующих галените и сфалерите из свинцово-цинковых месторождений. — В кн.: Методы исследования рудообразующих сульфидов и их парагенезисов. — М., 1980.
23. Гогишвили В. Г. и др. Послеэоценовый рудогенез в Закавказье на примере Сомхето-Карабахской и Гагра-Джавской тектонических зон. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1976, № 1.
24. Гогишвили В. Г. и др. Некоторые вопросы генезиса рудных месторождений Сомхето-Карабахской и Гагра-Джавской тектонических зон. — В кн.: Материалы по полезным ископаемым Кавказа. — Тбилиси, Ганатлеба, 1979.
25. Гогишвили В. Г. Метасоматическая зональность на колчеданно-полиметаллических месторождениях Малого Кавказа. — Сов. геология, 1980, № 4.
26. Грановская Н. В. Минерально-термобарогеохимические особенности и условия формирования баритовых месторождений междуречья Белая-Лаба (Северный Кавказ). — Автореферат канд. диссертации. — Тбилиси, 1984.
27. Григорян С. С., Гриненко В. А. Распределение изотопов серы в сульфидах золоторудного месторождения и вмещающих их породах. — Изв. АН Арм. ССР Науки о Земле, т. 35, 1982, № 3.
28. Гриненко В. А., Загряжская Г. Д., Учамейшвили Н. Е. Некоторые особенности формирования Згдидского полиметаллического месторождения по данным изотопного состава серы. — Геохимия, 1971 № 9.
29. Гриненко В. А., Гриненко Л. П. — В кн. Геохимия изотопов серы. — М., Наука, 1974.
30. Гриненко В. А., Загряжская Г. Д., Учамейшвили Н. Е. Некоторые вопросы генезиса гипогенных сульфат-сульфидных ассоциаций Южного склона Большого Кавказа (по изотопным данным серы). — Геохимия, 1976, № 3.
31. Гриненко Л. Н., Злотник-Хоткевич А. Г., Заири Н. М. Изотопный состав серы Филлизайского колчеданно-полиметаллического месторождения на Кавказе. — Геология рудных месторождений, 1971, № 1.
32. Гуниава В. Д. и др. Аномальный изотопный состав серы в рудах Квайсинского рудного поля (ГССР). — Сообщ. АН ГССР, 110, 1983, № 1.
33. Жабин А. Г. и др. Изотопы углерода и кислорода в карбонатах Квайсинского рудного поля (Центральный Кавказ). — Докл. АН СССР, 258, 1981, № 2.
34. Заири Н. М., Шадлун Т. Н., Глухов А. П. Определение температур кристаллизации главных рудообразующих парагенезисов некоторых типов сульфидных месторождений по данным изотопного состава

- серы. — В кн.: Методы исследования рудообразующих сульфидов и их парагенезисов. — М., 1980.
35. Иваницкий Т. В. и др. К вопросу изотопного состава серы сульфидов медно-пирротинового пояса Южного склона Большого Кавказа. — Геохимия, 1974, № 4.
 36. Иваницкий Т. В., Кавиладзе М. Ш., Рубинштейн М. М. Изотопный состав серы свинцово-цинковых и медных гидротермальных месторождений Грузии. — Геохимия, 1975, № 7.
 37. Иваницкий Т. В., Кавиладзе М. Ш. Изотопный состав серы мышьяковых, ртутно-мышьяковых и ртутных месторождений Южного склона Большого Кавказа. — Сообщ. АН Груз. ССР, 87, 1977, № 1.
 38. Иваницкий Т. В., Кавиладзе М. Ш. Изотопный состав серы баритовых и баритсодержащих сульфидных гидротермальных месторождений Грузии. — Сообщ. АН Груз. ССР, 87, 1977, № 2.
 39. Иваницкий Т. В., Кавиладзе М. Ш., Купарадзе М. Д. Зональность изотопного состава сульфидной серы в вертикальном разрезе Маднеульского месторождения. — Сообщ. АН Груз. ССР, 93, 1979, № 3.
 40. Кавиладзе М. Ш. и др. Методика изучения изотопного состава воды флюидных включений в минералах. — В сб.: Использование методов термобарогеохимии при поисках и изучении рудных месторождений. — М., Недра, 1982.
 41. Карасев К. К., Макаров В. Н. Условия формирования стратиформного полиметаллического оруденения на примере Центрального Кавказа. — В кн.: Вопросы геологии и технологии полезных ископаемых Кавказа. — Тбилиси, Сабчота Сакадтвело, 1979.
 42. Карасев К. К., Макаров В. Н. Изотопный состав серы стратиформного полиметаллического оруденения бассейна р. Тызыл. — В кн.: Материалы по полезным ископаемым Кавказа. — Тбилиси, Ганатлеба, 1979.
 43. Кекелия С. А., Амбокадзе А. М., Гудушаури М. П. К вопросу об источнике рудного вещества ртутных месторождений Кавказа. — В кн.: Материалы по полезным ископаемым Кавказа. — Тбилиси, Ганатлеба, 1979.
 44. Кононов О. В. и др. Первые данные об изотопном составе серы сульфидов месторождения Тырыауз. — Докл. АН СССР, 235, 1977, № 6.
 45. Купрейшвили К. А., Аревадзе Д. В., Ярошевич В. З. Физико-химические параметры и концентрация меди, железа и серы рудообразующих флюидов Техутского меднопорфирового месторождения. — Сообщ. АН Груз. ССР, т. 112, 1983, № 1.
 46. Лаптев Ю. В. Особенности процесса растворения элементарной серы в воде при повышенных температурах. — В сб.: Тезисы докл. I Всес. симпозиума «Термодинамика в геологии», т. 1, Черноголовка, 1985.
 47. Мацапулин В. У., Кучер М. И., Плотников И. А. Изотопы углерода (CO_2) газово-жидких включений в минералах рудных тел. — Тр. ИГ Даг. ФАН, 1978, № 2 (18).

48. Мацапулин В. У., Заири Н. М. Изотопный состав серы различных морфогенетических сульфидных образований Курушского рудного поля (Южный Дагестан). — Тр. ин-та геол. Даг. ФАН, 1982, № 25.
49. Мацапулин В. У. Гидротермально-осадочно-сульфидообразование в верхнетовар-нижнеасаленских отложениях Ю. Дагестана. — Автореферат канд. диссертации, Тбилиси, 1984.
50. Мегрелишвили Ж. Ш. Условия образования, вещественный состав и особенности размещения минеральных типов фарфорового камня на Бектакарском месторождении в Грузии. — Автореферат канд. диссертации. — М., 1982.
51. Нарозаули И. Г. Генетические особенности медно-пирротиновых и пирротин-полиметаллических месторождений Восточного Кавказа. — Автореферат канд. диссертации. — Киев, 1981.
52. Нестеренко Г. В., Донцова Е. И. Фракционирование изотопов кислорода в процессе становления гранитоидов Тырны-Ауза. — Геохимия, 1967, № 12.
53. Нырков Е. А. Минералого-геохимические особенности и условия образования сульфидного оруднения Западного фланга Тырнаузского месторождения. — Автореферат канд. диссертации. — М., 1984.
54. Озерова Н. А., Айдиньян Н. Х., Виноградов В. И. Изотопный состав серы ртутных месторождений. — В кн. Изотопы серы и вопросы рудообразования. — М., Наука, 1967.
55. Омото Х., Рай Р. О. Изотопы серы и углерода. — В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. — М.; Мир, 1982.
56. Рафальский Р. П. и др. Взаимодействие серы с водой при повышенных температурах. — Геохимия, 1983, № 5.
57. Рехарский В. И., Пашков Ю. Н., Носик Л. П. О температурах и особенностях состава рудообразующих растворов на месторождении Тырнауз. — Геол. рудных месторождений, 1977, № 5.
58. Рехарский В. И. и др. О генезисе молибденовой и медной минерализации медно-молибденовых месторождений. — В сб.: Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. 1, — Новосибирск, Наука, 1983.
59. Ронов А. Б. и др. Влияние тектонического режима на концентрацию и изотопный состав серы в осадочных породах. — Геохимия, 1974, № 12.
60. Сауков А. А., Айдиньян И. Х., Озерова И. А. Очерки геохимии ртути. — М., Наука, 1972.
61. Севунц А. Г. Изотопный состав серы сульфидов и сульфатов Алавердского рудного района. АН Арм. ССР. — Ереван, 1974.
62. Скрипченко Н. С., Веселовский Н. В., Алексеев А. П. Изотопный состав серы в пиритах медно-колчеданных месторождений Северного Кавказа. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1963, № 5.
63. Скрипченко Н. С. и др. Фракционирование изотопов серы в колчеданных рудах. — Докл. АН СССР, 196, 1971, № 5.
64. Скрипченко Н. С. Гидротермально-осадочные руды базальтоидной формации. — М., Недра, 1972.

65. Смирнов В. И. Соотношение осадочного и гидротермального процессов при формировании колчеданных руд в юрских флишедах Большого Кавказа. — Докл. АН СССР, 177, 1967, № 1.
66. Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1982.
67. Справочник по изотопной геохимии. — М., Энергоиздат, 1982.
68. Твалчрелидзе Г. А. Основные черты эндогенной металлогении Грузии. — М., Госгеолтехиздат, 1958.
69. Твалчрелидзе Г. А., Буадзе В. И., Кавиладзе М. Ш. Об источнике металлов и серы в некоторых сульфидных месторождениях. — В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. — М., Наука, 1972.
70. Твалчрелидзе Г. А., Панцулая В. В. Сравнительная характеристика геосинклинальной и постгеосинклинальной металлогении Кавказа. — Сов. геология, 1973, № 11.
71. Твалчрелидзе Г. А. Металлогения центральной части Средиземноморского складчатого пояса. — Геология рудных месторождений, 1978, № 4.
72. Тейлор Х. П. мл. Изотопы кислорода и водорода в гидротермальных рудных месторождениях. — В сб.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. — М., Мир, 1982.
73. Труфанов В. Н. Минералообразующие флюиды рудных месторождений Большого Кавказа. Ростов на Дону, 1979.
74. Устинов В. И., Гриненко В. А. Прецизионный масс-спектрометрический метод определения изотопного состава серы. — М., Наука, 1965.
75. Учамейшвили Н. Е., Малинин С. Д., Хитаров Н. И. Геохимические данные к процессам формирования баритовых месторождений. — М., Наука, 1980.
76. Хаин В. Е. Региональная геотектоника — альпийский Средиземноморский пояс. — М., Недра, 1984.
77. Хефс И. Геохимия стабильных изотопов. — М., Мир, 1983.
78. Церцвадзе З. Я. Условия формирования и геохимические поисковые признаки ртутных, мышьяковых и сурьмяных месторождений. — М.; Недра, 1972.
79. Черницын В. Б. Изотопный состав серы полиметаллических месторождений Северного Кавказа. — Геология рудных месторождений, 1971, № 3.
80. Черницын В. Б. и др. Изотопный состав серы ртутных месторождений Северного Кавказа. — Докл. АН СССР, 1974, 216, № 5.
81. Черницын В. Б. Металлогения Большого Кавказа. М., Недра, 1977.
82. Шипулин Ф. В., Виноградов В. Н. Об изотопах серы в рудах Дашкесана. В сб.: Изотопы серы и вопросы рудообразования. — М., Наука, 1967.
83. Юшин А. А. Особенности формирования стратиформного оруденения в палеозойских толщах Горной Осетии (по изотопным данным). — В кн.: Вопросы геохимии, минералогии, петрологии и рудообразования. — Киев, 1979.

84. Ярошевич В. З., Аревадзе Д. В. Достоверность результатов изотопных исследований компонентов газово-жидких включений в минералах. — В сб.: Использование методов термобарогеохимии при поисках и изучении рудных месторождений. — М., Недра, 1982.
85. Akopyan M. S., Melkonyan R. L., Paronykyan V. O. Relationships between magmatism and mineralization in the light of isotope-oxygen geochemistry (with particular reference to the Alaverdy ore district).—In: Proceedings of the Sixth Quadrennial LAGOD Symposium, Stuttgart, Germany, 1984.
86. Oberst-Padtberg R. Die Bedeutung des intermediär oxidierten Schwefels für die Genese hydrothormaler Sulfat-Sulfid-Lagerstätten.—Bunsenges. phys. Chem., 1982, № 11.
87. Ohmoto H. Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits.—Econ. Geol., 1972, vol. 67,, № 5.
88. Ohmoto h., Lasaga A. C. Kinetics of reactions between aqueous sulfates and sulfides in hydrothermal systems.—Geochim. et Cosmochim. Acta, 1982, № 10.

О ГЕНЕТИЧЕСКОЙ ПРИНАДЛЕЖНОСТИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАЛБАЙ-ГУЛЬШАДСКОЙ РУДНОЙ ЗОНЫ

В статье рассматривается пример использования научных идей Г. А. Твалчредидзе [4, 5] при металлогеническом анализе, применительно к Казахстану.

В северном Прибалхашье в сфере деятельности Балхашско-го горно-металлургического комбината известна обширная и пестрая по набору рудных компонентов группа месторождений (рис. 1). Характеристика их приводится в работах А. К. Каюпова, В. В. Колесникова [2] и др., согласно которым месторождения делятся на плутоногенные, вулканоплутоногенные, вулканогенные и вулканогенно-осадочные. Отличительной чертой их является широкое распространение контактово-метасоматических скарновых проявлений железа, меди и полиметаллов (скарново-железородная, скарново-медная и скарново-полиметаллическая формации). Месторождения локализованы в контактах интрузий гранодиоритов балхашского, гранитов девонского и калдырминского, монзонитов кокдомбакского и других комплексов с известняками босагинской серии венда-ордовика и более поздними известняками фамена-визе. В ряде случаев полиметаллическое оруденение отчетливо контролируется вулканотектоническими структурами и тесно связаны с субвулканическими интрузиями кислого состава и гипабиссальными интрузиями гранодиоритов — гранитов позднекаменноугольного комплекса. Последние прорывают вулканы калмакэмельской и керегетасской свит среднего и позднего карбона. В свою очередь, интрузии и вмещающие породы пересекутся дайками жаксытагалинского и плутонами акчатауского комплексов.

Наряду с полиметаллическими, медными и железорудными проявлениями и месторождениями медно-порфировой формации (Алтуайт, Алмалы и др.) встречаются и комплексные — имеющие в одном случае сходство с полиметаллическими и железорудными месторождениями, а другом — с меднопорфировыми (Каратас, Кызылтас).

В составе рассматриваемой группы находятся также средне-низкотемпературные полиметаллические месторождения (Акжал, Уралбай и др.), залегающие в карбонатных отложениях верхнего девона — нижнего карбона. По ряду признаков они проявляют сходство с характерными для Центрального Казахстана стратиформными полиметаллическими месторождениями.

Среди исследователей района нет единого мнения о генезисе этих месторождений. Совмещением многочисленных структурно-металлогенических зон и рудных поясов вдоль разломов, их пересечением рядом исследователей объяснялась наблюдаемая комплексная специализация. В выявлении главной рудоконтролирующей структуры этого региона решающую роль, по нашему мнению, сыграли геофизические исследования, интерпретация которых приведена в свете идей Г. А. Твалчрелидзе.

При анализе аномального магнитного поля было установлено, что рассматриваемая группа месторождений (вместе с рудопроизведениями их свыше 100) объединяется в рудную зону (по масштабам пояс), размещенную на площади 300 км, по латерали на 30—60 км, и выделенную как Уралбай-Гульшадскую. Она контролируется внешней западной частью Токрауской и Илийской вулканических впадин Прибалхашско-Илийского вулканического пояса. Из известных геологических карт без карты региональных магнитных аномалий эту закономерность трудно выявить, поскольку очертания отдельных вулканических впадин высокого порядка имеют неправильную форму. Токрауская и Илийская вулканические впадины характеризуются региональными положительными магнитными аномалиями высокой интенсивности. Соответственно, западная периферия Прибалхашско-Илийского вулканического пояса фиксируется региональной зоной высокоградиентного аномального магнитного поля. На западе граница вулканического пояса проходит по нулевой изолинии. При совмещении карты региональных магнитных аномалий с картой размещения месторождений видно, что указанная изолиния в плане имеет волнистую форму. Месторождение Сортузского, Каратас-Кокзабойского рудных узлов, Приозерное, Жамантас, Татьянинское, Коктал, Трудный, Аккемир, Кызыл-Эспе, Акчагыл, Кызыл-Адыр, металлометрическое, Сасыкбай, Куктимас и др. сосредоточены вдоль этой линии. К северу от перечисленных объектов интенсивность региональной магнитной аномалии несколько увеличивается и рудные узлы, включающие месторождения Кузюк-Адыр, Акбулак, Ажусабай, Манет и Курпетай, приурочены к изолинии магнитного поля + 50 нТл. Расположенный севернее рудный узел, в пределах Чийозекской наложенной мульды, также отмечается нулевой линией.

В целом рудная зона характеризуется полосой повышенных градиентов магнитного поля от —50 до +50 нТл и главным рудоконтролирующим фактором является приуроченность место-

рождений к западной границе Токрауской и Илийской вулканических впадин. Это подтверждается и тем, что извилистые очертания рудной зоны совпадают с контуром вулканических впадин, устанавливаемый по региональным магнитным данным.

При рассмотрении металлогении Прибалхашско-Илийского вулканического пояса видно, что продуктивность его в разных частях неодинакова. На большей части территории Джунгаро-Балхашской складчатой системы к вулканическому поясу пространственно тяготеют месторождения медно-порфирового, молибден-порфирового и молибден-вольфрамо-порфирового типов, и лишь на его западном краю сосредоточены все полиметаллические, скарново-полиметаллические, скарново-медные и скарново-железородные месторождения. Подобная металлогеническая специализация характерна для многих вулканических поясов.

Г. А. Твалчрелидзе, подчеркивая специфическую металлоносность вулканических поясов андезитового состава, считает, что площадь распространения ассоциации андезит-риолит часто выходит за пределы зон геосинклинального вулканизма, захватывая сопредельные с ними геоантиклинали, срединные и краевые массивы. Рудопоявления, связанные с наземными вулканическими излияниями складчатых областей, образуют месторождения, отличающиеся от телетермальных. Удаленные от магматического очага они представлены жильными, штокверковыми и гнездообразными скоплениями руд ртути и сурьмы, свинца и цинка, марганца и вольфрама, золота и серебра, флюорита, халцедона, опала и др. [4, 5].

Наиболее продуктивные участки Уралбай-Гульшадской рудной зоны приурочены к тем частям внешнего края вулканического пояса, наложены на крупные антиклинорные структуры основания, в ядрах которых размещены останцы срединного массива. Такими являются Новалы-Кызылэспинский и Спасский антиклинорий. Менее продуктивными являются внешние края вулканического пояса, наложенные на антиклинории раннегерцинской консолидации (например, Жаман-Сарысуйский). Те части верхнепалеозойского вулканического пояса, которые оказались наложенными на структуры герцинской консолидации (саурская и судетская фазы складчатости), не характеризуются столь разнообразной комплексной рудной минерализацией. В основном это внутренняя периферия вулканического пояса, приближенная к эвгеосинклинали Джунгаро-Балхашской системы. Здесь преобладают медно-порфировые и молибден-порфировые оруденения. Состав полезных компонентов в рудах сравнительно беден (медь, молибден, рений), но масштабы оруденения значительны.

Медно-порфировые месторождения локализуются во внутренних поднятиях вулканических поясов, где мощность вулканитов орогенного ряда формаций — минимальная. Региональ-

ные положительные магнитные аномалии, отвечающие вулканитам, в пределах поднятий испытывают пережимы и снижение интенсивности, что, в свою очередь, фиксирует положение рудных узлов (рис. 2).

По геофизическим данным каледонский фундамент в основании краевой западной части вулканического пояса имеет

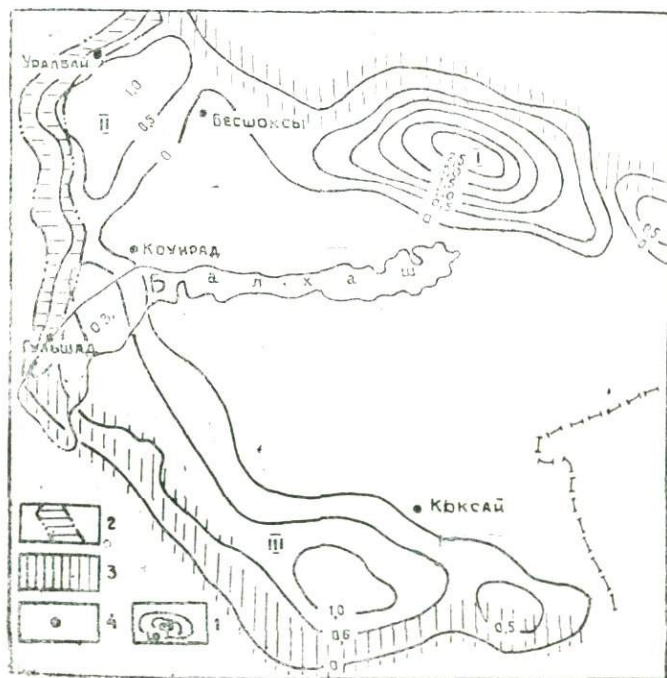


Рис. 2. Положение Уралбай-Гульшадской зоны в региональных структурах Северного Прибалхашья.

1. Изолинии региональных положительных магнитных аномалий (в нТл), отражающие в плане Прибалхашско-Илийский наземный вулканический пояс. Аномалии, соответствующие вулканическим впадинам: I — Баканасской, II — Токраусской, III — Илийской.

2. Уралбай-Гульшадская зона.

3. Площади, выделенные как перспективные по аналогии с Уралбай-Гульшадской зоной.

4. Месторождения медно-порфирового типа.

сложное блоковое строение. Устанавливается система приподнятых и опущенных блоков северо-восточного и близмеридиального направлений. Группу крупных горстовых структур образуют Кызыл-Эспинский, Сарыкум-Кокдомбакский и Тасаральский блоки. Они отмечаются локальными положительными гравитационными аномалиями. Характерно, что верхнепалеозойские вулканические впадины приурочены, в основном, к опущенным блокам фундамента. Так например, крупный пережим вулканического пояса на широте месторождений Коунрад и Борлы, а также граница между Токрауской и Илийской впадинами, по-видимому, обусловлен наличием Сарыкум-Кокдомбакского поднятого блока.

Оруденение Уралбай-Гульшадской рудной зоны локализуется по западной периферии Прибалхашско-Илийского вулканического пояса. К западу от осевой линии пояса, в местах глубокой его эрозии, оруденение наложено непосредственно на структуры основания. Имеют место обратные явления, когда оруденение «отступает» внутрь вулканического пояса и приурочено к вулкано-тектоническим структурам. Эти участки рудной зоны, вероятно, характеризуются сравнительно неглубоким эрозионным срезом. Во внешних частях зоны оруденение иногда приурочено к окраинным наложенным мульдам. Следовательно, тектоническая позиция Уралбай-Гульшадской зоны определяется ее приуроченностью к западной краевой части Прибалхашско-Илийского вулканического пояса, наложенного на структуры каледонской и раннегерцинской консолидации, претерпевшие к началу верхнепалеозойского вулканизма этап постгеосинклинальной консолидации и субплатформенного развития.

Генетическая принадлежность стратиформных полиметаллических месторождений Уралбай-Гульшадской рудной зоны до недавнего времени представлялась нам недостаточно ясной [1]. Однако последние данные Н. Г. Сыромятникова по изотопно-свинцовым исследованием руд и пород свинцово-цинковых месторождений Казахстана внесли некоторую ясность в этот вопрос. Изотопный состав свинца галенитов оказался исключительно однородным и практически одинаковым, независимо от их принадлежности к скарновому или стратиформному типу. Модельный возраст свинца 230 ± 15 млн. лет при $\mu = 9,06$ и $K = 4,15$ говорит о позднепермско-раннетриасовом возрасте оруденения. На этом основании Н. Г. Сыромятников отрицает связь оруденения с интрузиями позднедевонско-раннекаменноугольного возраста, как и синхронность стратиформного оруденения с вмещающими фаменско-нижнекаменноугольными породами [3]. Следовательно, оруденение Уралбай-Гульшадской зоны является специфическим, связанным с завершающими фазами формирования Прибалхашско-Илийского вулканического пояса.

Новое представление о генетической принадлежности месторождений Уралбай-Гульшадской зоны, в чем решающую роль сыграло использование идей Г. А. Твалчрелидзе при металлогеническом анализе, существенно расширяют перспективы района и представляют принципиально новый и ценный материал для планирования геолого-разведочных работ.

Такова практически «материальная отдача» научных концепций Г. А. Твалчрелидзе — одного из ведущих представителей Советской металлогенической школы, значение которой для геологической практики трудно переоценить.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бекжанов Г. Р. Глубинные структуры и медно-порфировое оруденение Джунгаро-Балхашской складчатой системы. — Алма-Ата, 1984
2. Каюлов А. К., Колесников В. В. Основные черты металлогении месторождений меди Джунгаро-Балхашской складчатой системы. — В кн.: —Проблемы металлогении и рудогенеза. — Алма-Ата, 1974.
3. Сыромятников Н. Г., Кошевой О. Г., Остапова Н. В., Мирошниченко Л. А., Ковальский В. С. Изотопно-свинцовое исследование руд и пород свинцово-цинковых месторождений Казахстана (Қаратау, Северо-Западное Прибалхашье). — В кн.: Физико-химические и экспериментальные исследования рудных процессов на месторождениях Казахстана. — Алма-Ата, 1984.
4. Твалчрелидзе Г. А. Опыт систематики эндогенных месторождений складчатых областей. — М., 1966. —
5. Твалчрелидзе Г. А. Металлогенические особенности главных типов вулканических поясов. — М., 1977.

СОДЕРЖАНИЕ

От редактора	3
В. И. Смирнов. Стабильность эндогенного рудообразования в геологической истории	5
В. А. Кузнецов, Э. Г. Дистанов. Основные черты эндогенной металлогении складчатых областей юга Сибири	18
Я. Н. Белевцев. Особенности металлогении докембрия	30
Л. Н. Овчинников, Ф. Я. Коротков, Р. И. Лутков. О связи металлогении Урала с его глубинным строением	46
А. И. Кривцов. Методологические основы прикладной металлогении	74
А. Д. Щеглов. О главных направлениях развития рудных процессов в литосфере	93
Н. С. Скрипченко. Два типа зональности и две генетические модели колчеданных месторождений	109
Д. В. Рундквист, Л. И. Гурская. Новые перспективные типы платинометалльного оруденения	119
М. Ваничек. Очерк металлогении чешского массива	139
Б. Д. Богданов. Рудные формации и субформационные типы верхнемеловых месторождений меди Банат-Среднегорской зоны	156
А. Т. Асланян, М. А. Сатян. Положение офиолитовых зон в структуре Малого Кавказа и некоторые вопросы их рудоносности	172
Х. Н. Баймухамедов. Металлогенические особенности жестких массивов Тянь-Шаня	190
С. А. Бекташи, В. М. Баба-Заде. Металлогенические зоны и рудные районы Азербайджана	201
В. И. Казанский. О тектонической и металлогенической дифференциации земной коры в раннем докембрии	214
В. В. Панцулая. Иерархическая соподчиненность и формы взаимосвязи геологических и рудных формаций	223
Т. В. Джанелидзе. Вулканизм и металлогения Кавказско-Крымско-Карпатского региона	239

В. И. Буадзе, В. Г. Гогшвили, Д. В. Аревадзе, В. З. Ярошевич, И. П. Ратман, Т. Г. Зулиашвили, Т. Ш. Гогшвили, В. Д. Гуниава. Источники воды, серы и углерода в рудных месторождениях Кавказа	250
Г. Р. Бекжанов. О генетической принадлежности месторождений Уралбай-Гульшадской рудной зоны	285

Напечатано по постановлению Редакционно-издательского
совета Академии наук Грузинской ССР

*

ИБ 3592

Редактор издательства Н. В. Кондратенко
Художник Г. А. Ломидзе
Техредактор Н. Б. Бокерия
Корректор М. Ш. Майсурадзе

Сдано в набор 4.III.86; Подписано к печати 31.VII.86; Формат
бумаги 60×90¹/₁₆; Бумага типографская № 1; Гарнитура литературная;
Печать высокая; Усл. печ. л. 17,4; Уч.-изд. л. 18,3; Усл.-кр. от. 17,5;

УЭ 01216;

Тираж 1500;

Заказ 680;

Цена 2 руб. 80 коп.

გამომცემლობა „მეცნიერება“, თბილისი 380060, კუთუზოვის ქ., 19
Издательство «Мецниереба», Тбилиси 380060, ул. Кутузова, 19

საქართველოს სსრ მეცნ. აკადემიის სტამბა, თბილისი 380060, კუთუზოვის ქ. 19
Типография АН Грузинской ССР, Тбилиси 380060, ул. Кутузова, 19

ОЧЕРКИ МЕТАЛЛОГЕНИИ

მეტალოგენიის ნარკვევები

4732