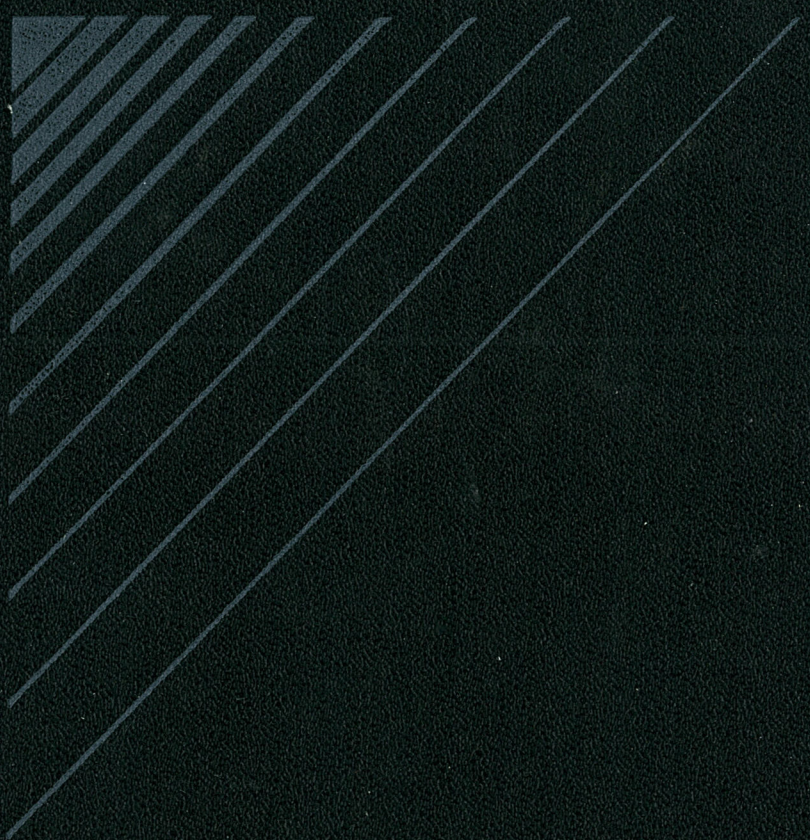
ГЕОХИМИЯ РУДООБРАЗУЮЩИХ СИСТЕМ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ



«НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ГЕОХИМИЯ РУДООБРАЗУЮЩИХ СИСТЕМ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
им. 60-ЛЕТИЯ СОЮЗА ССР

ГЕОХИМИЯ РУДООБРАЗУЮЩИХ СИСТЕМ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук
Ю. Г. Щербаков

НОВОСИБИРСК
«НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1989

УДК 550.4 + 552.3 + 553.2 + 528.9 : 550.4

Геохимия рудообразующих систем и металлогенический анализ.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1989.— 218 с.
ISBN 5—02—028831—4.

В сборник включены материалы, обсуждавшиеся на первом Всесоюзном симпозиуме «Геохимия в локальном металлогеническом анализе» (Новосибирск, 1986 г.), посвященном памяти члена-корреспондента АН СССР Ф. Н. Шахова. Рассматриваются проблемы связи эндогенного оруденения с магматическими формациями, геохимические условия рудообразования, геохимические индикаторы источников рудного вещества. Обсуждаются принципы составления геохимических карт с целью металлогенического анализа и прогноза рудных месторождений.

Книга представляет интерес для геохимиков, металлогенистов и геологов-поисковиков рудных месторождений.

Редакционная коллегия

доктор геолого-минералогических наук **В. П. Ковалев**
кандидаты геолого-минералогических наук **А. Д. Ножкин, Н. В. Рослякова**
доктор геолого-минералогических наук **Ю. Г. Щербаков**

Рецензенты

доктора геолого-минералогических наук *В. В. Золотухин, Г. В. Шубин*

Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики
им. 60-летия Союза ССР СО АН СССР

Научное издание

ГЕОХИМИЯ РУДООБРАЗУЮЩИХ СИСТЕМ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

Редактор издательства **А. М. Самсоненко**
Художественный редактор **М. Ф. Глазырина**
Художник **С. М. Кудрявцев**
Технический редактор **Л. П. Минеева**
Корректоры **С. В. Блинова, Г. Д. Смоляк**

ИБ № 34509

Сдано в набор 20.10.89. Подписано к печати 02.08.89. МН-01275. Формат 70×108 1/16. Бумага офсетная. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 18,9. Усл. кр.-отт. 19. Уч.-изд. л. 19,8. Тираж 1000 экз. Заказ № 458. Цена 4 р. 30 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099 Новосибирск, ул. Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». 630077 Новосибирск, ул. Станиславского, 25

Г $\frac{1804020000—801}{055(02)—89}$ 254—89, кн. 2

©Издательство «Наука», 1989

ISBN 5—02—028831—4

ПРЕДИСЛОВИЕ

Трудно найти в науках о Земле более актуальную, сложную и обширную проблему, чем изучение рудообразующих систем с целью повышения еще весьма низкой эффективности поисков и прогнозной оценки рудных месторождений. Миллиарды рублей, долларов, фунтов, марок и франков тратит ежегодно человечество, чтобы выявить новые минеральные ресурсы, дать правильную оценку глубоким горизонтам и флангам известных рудных полей, выбрать первоочередные площади для поисков месторождений и места заложения рудников. Трудно назвать область геологических знаний, не имеющую отношения к экономической геологии, но, несомненно, одно из первых мест по использованию их занимает геохимия. Вместе с тем потенциал ее еще далеко не полностью задействован для облегчения бремени расходов на расширение сырьевой базы горнорудной промышленности.

Статьи сборника посвящены теоретическим основам рудной геохимии и рассмотрению новых данных, использование которых как при региональных металлогенических исследованиях, так и при наиболее крупномасштабном прогнозировании оруденения на глубину может помочь поисковикам и разведчикам найти оптимальные практические решения. Высоко профессиональная деятельность геолога-рудника — это творческое исследование, выявляющее нечто ранее неизвестное, поскольку нет совершенно одинаковых месторождений, рудных узлов и районов. И при этих разнообразных, разномасштабных и на различный результат ориентированных работах, естественно, необходимо быть в курсе современных результатов, полученных исследовательскими коллективами многих ведущих научных центров страны за последние годы и десятилетия.

Сборник открывается статьей Л. В. Таусона о геохимических типах магматических пород и индикаторах их рудоносности. Н. А. Шило с соавторами раскрывают региональные закономерности металлогенической зональности крупного региона, зависящие от геодинамических условий его развития. Эту же тему геохимической обусловленности металлогенического развития складчатых областей развивают статьи Г. Н. Щербы и Б. М. Ракишева, И. С. Туркина, П. Ф. Иванкина и др., основанные на глубоком изучении кларковой геохимии обширных провинций Сибири. В. А. Злобин, А. В. Кокин, Н. Н. Амшинский, В. В. Потапьев, А. С. Лапухов и др. характеризуют более локальные условия, причины, геохимические признаки и критерии прямой оценки оруденения. Завершают сборник статьи В. Г. Моисеенко, Г. В. Ручкина, М. С. Сахаровой, Н. В. Рос-

ляковой и др., в которых выявляется механизм миграции и концентрации элементов в рудообразующих системах и намечается направление поисков новых количественных индикаторов разносторонней оценки рудных месторождений и рудоносных площадей как при мелкомасштабном металлогеническом анализе обширных территорий, так и на стадии детальных поисково-оценочных и разведочных работ. Многие идеи, развиваемые в статьях сборника, и направление регионального и локального геохимического анализа, приносящее свои плоды и создающее научную перспективу повышения эффективности труда геологов производства, формулировались и настойчиво рекомендовались для дальнейшей разработки замечательным исследователем недр Сибири, основателем западно-сибирского коллектива геохимиков рудного профиля профессором, членом-корреспондентом АН СССР Феликсом Николаевичем Шаховым. Большинство авторов сборника, ученики его и последователи, посвящают свои труды светлой его памяти.

Близость тематики многих статей и повторяемость в них значительной части ссылок побудили нас завершить сборник общим списком литературы.

Л. В. Таусон

МАГМЫ И РУДЫ

Проблема связи магматических горных пород и эндогенных рудных месторождений издавна считается одной из важнейших и труднейших в геологии.

Феликс Николаевич Шахов — крупнейший сибирский геолог-рудник — прекрасно понимал значение этой проблемы. В одной из своих последних работ «Магма и руды» он не только показал ее первостепенное значение, но обратил особое внимание на роль летучих компонентов магм, особенно на поздне- и послемагматических этапах истории интрузивов. Ф. Н. Шахов подчеркивал, что решение подобных задач возможно только при условии широкого привлечения геохимических данных и активного участия в исследованиях геохимиков. Следует указать, что и геохимики уже давно начали заниматься этой проблемой.

В 1948 г. А. П. Виноградов собрал первый семинар геохимиков, на котором попросил присутствовавших ответить на один единственный вопрос: в каких случаях гранит дает руду? Ответы были весьма неопределенными и в ряде случаев, как теперь ясно, ошибочными. Ведущие наши петрографы (В. С. Коптев — Дворников) тогда только начали заниматься геохимией гранитоидов, но, к сожалению, на полуколичественной основе. Этот методологически некорректный подход способствовал появлению ошибочной точки зрения о том, что потенциально рудоносные граниты должны быть значительно обогащены теми рудными элементами, месторождения которых связаны с ними генетически. Эта концепция металлогенической специализации магм получила особенно широкое распространение в 60-х годах и с тех пор поддерживается частью геологов.

Очень большое значение для решения проблемы геохимии магматических пород и связи эндогенного оруденения с магматитами имел созванный А. П. Виноградовым 30 лет назад международный симпозиум, посвященный геохимии редких элементов в связи с проблемой петрогенезиса. В нем, наряду с нашими крупнейшими геохимиками А. П. Виноградовым, Д. С. Коржинским и Н. В. Беловым принимали участие такие выдающиеся ученые, как Л. Х. Аренс, Э. Ингерсон и др. Закрывая симпозиум, А. П. Виноградов обратил внимание на необходимость изучения геохимии редких элементов в связи с петрогенезисом и отношений руды и породы. Для понимания сущности этих отношений первостепенное значение имели выводы о геохимических критериях потенциальной рудоносности гранитоидов, впервые достаточно обоснованно сформулированные в 1970 г. на Всесоюзном геохимическом симпозиуме в Иркутске.

Уже к тому времени был накоплен значительный материал, показывающий, что в конечном итоге главным фактором потенциальной рудоносности магматитов является насыщенность их летучими и, прежде всего, водой, а также интенсивность и масштабы процессов эманационной дифференциации и условий дегазации магм на поздне- и послемагматических этапах. Количественное изучение геохимии рудных, редких и летучих компонентов магм показало, что при их кристаллизационной дифференциа-

ции более 99 % атомов рудных и редких элементов захоранивается в породообразующих и акцессорных минералах магматитов.

В противоположность породообразующим, рудным и редким элементам летучие компоненты магм в значительной своей массе покидают кристаллизующиеся магматические расплавы. В наибольших количествах из магм удаляются хлор и углекислота (более 90 %), в значительных — вода, бор и сера (более 70 %), в наименьших (около 50 %)— фтор. Многочисленные эксперименты и некоторые природные системы показали, что с летучими из магматических очагов выносится часть породообразующих элементов (прежде всего натрия и калия), а также рудные и редкие. Однако, принимая во внимание незначительные абсолютные содержания большинства летучих, количества рудных и редких элементов, которые могут быть с ними связаны, оказываются небольшими. Например, максимальное количество хлора в магмах оценивается в 0,3 %. Естественно, что количество рудных и редких элементов, которое может быть связано с этим транспортным агентом, будет весьма ограничено, особенно если учитывать, что в магмах на связь с хлором претендуют многие породообразующие элементы, в том числе кальций, натрий и калий. В результате можно полагать, что со всем комплексом летучих компонентов магм связывается только около 1 % атомов рудных и редких элементов.

Масштабы и интенсивность процессов эманационной дифференциации магм определяются их исходным составом, уровнем содержания летучих, а также объемом и глубиной залегания дифференцирующихся и кристаллизующихся магматических очагов. Наиболее благоприятными условиями для протекания процессов эманационной дифференциации обладают гипабиссальные интрузии, формирующиеся на глубинах 4—5 км.

Весьма сложным, конечно, был вопрос о типах магм, особенно в случае гранитоидов. Являясь энергетически наиболее выгодным классом пород, граниты могут образовываться различными способами. Поиски рациональной систематики магматических горных пород, основывающиеся на различиях их количественного минерального состава и концентрационных соотношений петрогенных элементов, успехом пока не увенчались. Вместе с тем количественные геохимические исследования показали, что магматические породы даже близкого минерального и химического составов могут существенно отличаться друг от друга по концентрационным соотношениям редких элементов. Как оказалось в случае гранитов, наиболее различаются содержания рубидия, лития, стронция, бария и фтора.

Преимущества использования данных по геохимии редких элементов для установления различий между гранитами, имеющими близкие уровни по кремнекислотности и содержанию щелочей, наглядно демонстрируются рис. 1. Сопоставление петрохимически и минералогически сходных лейкократовых гранитов, относящихся к различным интрузивным комплексам и имеющим различный генезис, показало, что по величине отношения $F\left(\frac{Li + Rb}{Sr + Ba}\right)$ (главный редкометалльный индекс гранитоидов) они различаются на пять порядков: от 2,5 у плагиогранитов маинского комплекса (Западный Саян) до 13 тысяч у агпаитовых гранитов Хан-Богдинского массива (МНР) и более 150 тысяч у онгонитов МНР (литий-фтористой фации плюмазитовых лейкогранитов). На петрохимической диаграмме $SiO_2/(Na_2O + K_2O)$ онгониты МНР практически не отличаются от рапакиви Каларского массива (Северное Забайкалье) и тырипских риолитов из района Хапчеранги (Восточное Забайкалье). Редкометалльное же отношение у последних составляет всего 48 и отличается от онгонитового более чем в 3 тысячи раз. Приведенные геохимические данные отчетливо показывают преимущество использования редких элементов для расчленения петрохимически сходных гранитоидов. Проведенные исследования показали, что изучавшиеся лейкократовые граниты различаются разными

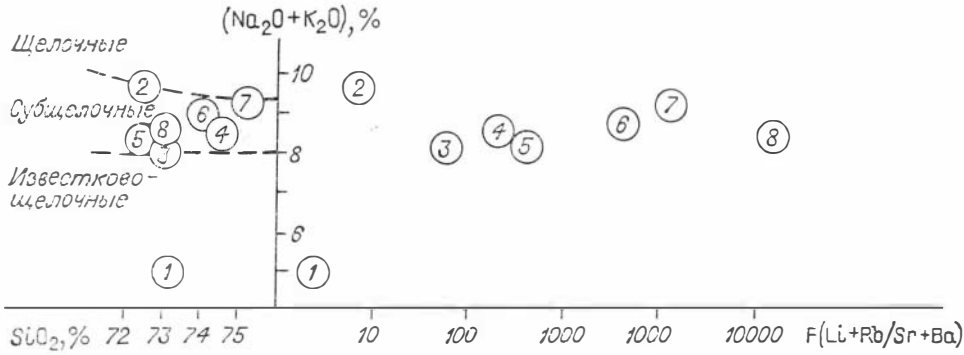


Рис. 1. Корреляция $SiO_2 - Na_2O + K_2O - F\left(\frac{Li + Rb}{Sr + Ba}\right)$ в некоторых комплексах лейкократовых гранитов.

Интрузивные комплексы: *1* — плагиограниты маинского комплекса (Западный Саян); *2* — аляскиты Алдана; *3* — тыринские риолиты (Восточное Забайкалье); *4* — лейкограниты кыринского комплекса (Восточное Забайкалье); *5* — рапакиви Каларского массива (Северное Забайкалье); *6* — редкометалльные лейкограниты харалгинского комплекса (Восточное Забайкалье); *7* — агпаитовые редкометалльные граниты Хан Богдо (МНР); *8* — онгониты МНР. Штриховые линии — границы полей щелочности.

способами и условиями образования. Это дало основание положить в основу геохимической типизации горных пород генетический признак.

Систематические исследования по геохимии редких элементов в гранитоидах показали возможность и целесообразность геохимической типизации данного класса магматитов [Таусон, 1977]. Под геохимическим типом магматических горных пород понималась их группа, характеризующаяся общностью способа и условий образования и приуроченностью к определенным геодинамическим обстановкам, а также сходством химического, редкоэлементного и минерального составов.

Первоначальное генетическое подразделение гранитоидов основывалось на трех общепризнанных способах их образования: палингенезе, дифференциации базитовых магм и ультраметаморфическом преобразовании вещества гранулит-базитового слоя континентальной земной коры. Палингенные гранитоиды возникают, по-видимому, на глубинах 15—20 км преимущественно во внутриконтинентальных подвижных зонах. В зависимости от степени метаморфизма пород рамы они подразделяются на два ряда: известково-щелочные и щелочные. Первые формируются в областях с пониженными уровнями метаморфизма, а вторые — за счет более глубоко метаморфизованных пород. Различия в степени метаморфизма исходного субстрата, естественно, сказались на температурных режимах палингенного плавления, более щелочном минеральном парагенезисе палингенных гранитоидов щелочного ряда, образовавшихся за счет высокометаморфизованных толщ, и весьма сильно — на их редкоэлементном составе. Главный редкометалльный индекс $F\left(\frac{Li + Rb}{Sr + Ba}\right)$ у палингенных гранитоидов известково-щелочного ряда составляет 155, а у гранитоидов щелочного ряда уменьшается до 40. В гранитах щелочного ряда, по сравнению с известково-щелочными, в два раза увеличивается содержание стронция и бария, а также циркония и редких земель. Поздние кислые дифференциаты этих двух групп палингенных магм столь резко отличались от материнских, что их пришлось выделить в самостоятельные геохимические типы. Так, в генетической связи с известково-щелочными гранитоидами был выделен геохимический тип плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов. Для них, по сравнению с известково-щелочными гранитоидами, характерны резкое понижение концентраций стронция и бария и возрастание лития, рубидия, фтора, а также олова, вольфрама, бериллия и других редких элементов. Сторонниками металлогенической специализации гранитов именно они относились к олово-

носным. Сейчас можно сказать, что с плюмазитовыми редкометалльными лейкогранитами генетически связан целый комплекс рудных месторождений. Обычно они образуют гипабиссальные интрузии, обрамляющие материнские батолиты известково-щелочных палингенных гранитоидов. Следует сказать, что плюмазитовая направленность дифференциации ведет к накоплению в остаточных расплавах прежде всего воды и фтора, а также лития и рубидия. В апикальных частях интрузий этих гранитоидов формируется даже самостоятельная фация так называемых литий-фтористых гранитов, получивших название онгонитов. В них содержание фтора составляет 0,61 %, а лития — 550 г/т против 0,23 % и 140 г/т соответственно в гранитах главных фаз этого геохимического типа. Еще больше снижается содержание стронция и бария, и почти в пять раз возрастает оно у олова, вольфрама и тантала. Если в породах главных фаз плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов главный редкометалльный индекс составляет 4500, то у литий-фтористых гранитов он достигает 150000, т. е. увеличивается более чем в 30 раз.

Следует сказать, что литий-фтористые фации могут возникать и в связи с развитием магм других геохимических типов. В частности, высокими концентрациями фтора и лития отличаются так называемые эльваны, впервые описанные на Корнуолле [Henley, 1972]. В отличие от литий-фтористых фаций плюмазитовых лейкогранитов в них отмечаются достаточно высокие содержания стронция и бария, а из рудных элементов — цинка. Высокие содержания стронция и бария дают основание предполагать их связь с латитовыми магмами. Однако за счет высоких содержаний фтора, лития и рубидия в них сохраняется достаточно большое значение главного редкометалльного индекса (11.000), хотя и много меньше, чем у онгонитов. Для эльванов характерны уменьшение содержаний натрия и преобладание калия. В результате отношение K/Na в них составляет 2,3.

Поздние кислые дифференциаты палингенных гранитоидов щелочного ряда также очень значительно отличаются от материнских магм. Их главный редкометалльный индекс 430 по сравнению с 40 у материнских гранитоидов. Вместе с тем в них существенно возрастает содержание циркония, редких земель, ниобия, а также фтора. Накопление этой группы редких элементов отражает агпаитовую тенденцию в дифференциации, характерную для магм с повышенной щелочностью. Однако обедненность их водой существенно снижает потенциальную рудоносность, несмотря на высокие уровни содержаний ряда рудных элементов (олова, цинка и др.).

Среди гранитоидов — кислых дифференциатов базитовых магм — выделяются четыре геохимических типа: плагиограниты толеитового ряда, ведущие свое происхождение от интрузий толеитов океанического типа; гранитоиды андезитового ряда; граниты латитового ряда и агпаитовые редкометалльные гранитоиды. Гранитоиды андезитового ряда являются кислыми дифференциатами андезитовых магм, а латитового —производными базитов шошонит-латитовой ассоциации. Агпаитовые же редкометалльные граниты генетически связываются с щелочными базитами. При этом плагиограниты обычно приурочены к тем континентальным рифтогенным структурам, в которых базальтоиды представлены
нического типа (тродосский тип). Гранитоиды андезитового типа распространены в средних частях зон Беньоффа, а также во внутриконтинентальных подвижных зонах. Сходное распространение имеют и граниты латитового ряда с той только разницей, что они и их более основные материнские магмы приурочены к тыловым частям зон Беньоффа, а во внутриконтинентальных подвижных зонах они имеют большее развитие, нежели гранитоиды андезитового ряда. Агпаитовые граниты обычно приурочены к континентальным рифтовым структурам и имеют повышенное содержание циркония, ниобия, редких земель, цинка и олова, а также резко пониженное — стронция и бария. Последнее сразу отличает их от палингенных редкометалльных гранитов щелочного ряда. Агпаитовые граниты

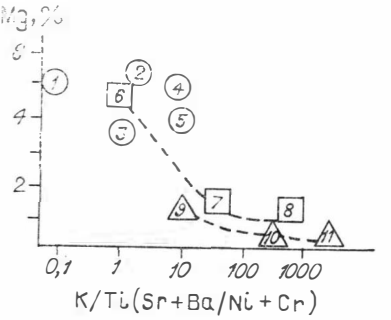


Рис. 2. Корреляция $Mg - \frac{K}{Ti}\left(\frac{Sr + Ba}{Ni + Cr}\right)$ в ультраметаморфических породах Южного Прибайкалья, некоторых геохимических типах гранитов и базальтоидов.

1—5 — геохимические типы базальтов: *1* — океанические толеитовые, *2* — Na-щелочные, *3* — континентальные толеитовые, *4* — андезитобазальты, *5* — К-щелочные; *6—8* — ультраметаморфические породы Шарыжалгал: *6* — исходные, *7* — плагиомигматиты, *8* — К-шпатовые мигматиты; *9—11* — геохимические типы гранитоидов: *9* — эндербиты, *10* — чарнокиты, *11* — ультраметаморфические лейкограниты.

сами могут рассматриваться как источник редких элементов. Из гранитоидов этой генетической группы наибольшей потенциальной рудоносностью отличаются граниты латитового и в меньшей степени андезитового рядов.

В группе ультраметаморфических гранитоидов сейчас выделяются также четыре геохимических типа: эндербиты, чарнокиты, рапакиви и ультраметаморфические лейкограниты. Фундаментальные геохимические исследования, проведенные З. И. Петровой и В. И. Левицким [1984], показали значительные изменения концентрационных соотношений петрогенных и редких элементов в процессе ультраметаморфического преобразования пород континентальной протокоры. Особенно наглядно это видно на примере геохимии ультраметаморфической Шарыжалгайской серии Южного Прибайкалья. Взаимосвязи ультраметаморфических и интрузивных членов этой серии достаточно наглядно демонстрируются на рис. 2.

В процессе ультраметаморфического преобразования базальтоидных пород протокоры выделяются два важных рубежа — образование плагиомигматитов в результате выноса из материнских пород мафических компонентов (прежде всего магния и железа) и формирование К-шпатовых мигматитов при дальнейшем ультраметасоматическом преобразовании пород.

По уровню концентрирования магния и величине отношения $\frac{K}{Ti}\left(\frac{Sr + Ba}{Ni + Cr}\right)$ к плагиомигматитам весьма близки эндербиты, а К-шпатовым мигматитам — чарнокиты. Гранитную серию как бы замыкают ультраметаморфические лейкограниты. Обычное сонахождение указанных выше фаций ультраметаморфических пород и трех типов гранитоидов дает основание рассматривать эндербиты, чарнокиты и ультраметаморфические лейкограниты как самостоятельные геохимические типы гранитоидов, возникшие в результате анатектического плавления мигматитов различных стадий ультраметаморфического преобразования базитовой протокоры. Кроме этих трех геохимических типов гранитоидов, сформировавшихся на этапе ультраметаморфического преобразования коры в ходе развития гранитоидов континентальной коры, на этапе, соответствующем максимуму гранитообразования (1700—1500 млн лет по А. Б. Ронову [1980]), происходило внедрение интрузий гранитоидов, известных под названием рапакиви. По редкоэлементному составу последние существенно отличаются от других гранитоидов ультраметаморфического ряда повышенными концентрациями фтора, рубидия и бария при его резком преобладании над стронцием. Вследствие этого они обладают самым высоким главным редкометалльным индексом среди других ультраметаморфических гранитоидов. Все это дало основание для выделения рапакиви в особый геохимический тип гранитоидов.

Таким образом, если формирование ультраметаморфических гранитоидов как бы завершает процесс ультраметаморфизма, то возникновение рапакиви, возможно, связано с фторидным этапом дегазации верхней мантии земли. Из этой группы гранитоидов рудными возможностями обладают только рапакиви, с которыми связываются небольшие по размерам

месторождения олова. Весьма важной отличительной чертой ультраметаморфических гранитов и рапакиви является несравнимое ни с какими другими гранитами почти десятикратное преобладание бария над стронцием.

Краткая количественная характеристика редкометалльного состава гранитоидов различных геохимических типов показывает, что наибольшие различия характерны для рубидия (4—850 г/т), фтора (0,015—0,51 %), лития (5—480 г/т), бария (40—2300 г/т) и стронция (12—700 г/т). И вполне естественно, что соотношение этих элементов, названное нами главным редкометалльным индексом гранитоидов, изменяется от 6 у плагиогранитов толеитового ряда до 62 тысяч в породах Li-F фации плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов (онгониты), т. е. более чем в 10 тысяч раз.

В табл. 1 приведены относительные распространенности гранитоидов различных геохимических типов, оцененные по современному эрозионному срезу континентальной коры. На более глубоких уровнях это соотношение будет меняться в пользу геохимических типов ультраметаморфических гранитоидов. На основании принятой распространенности геохимических типов гранитоидов подсчитан редкоэлементный состав среднего гранита. Как видно, он достаточно близок к среднему граниту А. П. Виноградова [1962]. Приведенные в табл. 1 редкоэлементные составы андезитов и латитов показывают, что их кислые производные по уровням концентрирования редких элементов сопоставимы с материнскими магмами. Особенно это характерно для латитов и гранитоидов латитового ряда, что видно по их главному редкометалльному индексу (47 и 50 соответственно).

Проведенная геохимическая типизация гранитоидов показала целесообразность подобного подхода к генетической классификации других горных пород и возможность его использования в качестве основы для систематизации геохимических полей рассеяния. Под термином «геохимическое поле» предлагается понимать геологически однородное горное пространство, характеризующееся близкими физико-химическими условиями образования минеральных ассоциаций, имеющих сходные парагенезисы и уровни содержания химических элементов. Все они могут быть разделены на две большие группы: геохимические поля рассеяния и геохимические поля концентрирования. И те, и другие весьма разнообразны. При этом естественно, что в земной коре резко преобладают геохимические поля рассеяния, хотя в практическом отношении важны значительно более редкие геохимические поля концентрирования (ГПК). Последние могут образовываться четырьмя путями. Наибольшие по масштабам и массам вещества геохимические поля концентрирования возникают в результате осадкообразования (экзогенные ГПК). Среди эндогенных полей наибольшие массы вещества сконцентрированы в ГПК, возникшие в результате метаморфогенных процессов и формировавшиеся особенно интенсивно в докембрии. К этому же времени приурочено формирование ГПК, образовывавшихся в результате воздействия на породы земной коры интрателлурических флюидов, выделявшихся веществом верхней мантии. Чаще они относятся к зонам разломов и объединяются понятием приразломных метасоматитов. В фанерозойское время на Земле широко распространились магматические процессы, приводившие к образованию магматогенных ГПК. Особенно интенсивно эти процессы протекали в зонах активных сочленений континентов с океанами (тихоокеанский тип) и во внутриконтинентальных подвижных зонах (область Тетиса). Обычно магматогенные ГПК возникали в пределах рудно-магматических систем (РМС), являющихся важным представителем рудоносных природных систем. Следует иметь в виду, что под природными системами понимаются крупные геологически однородные структуры — области протекания ряда генетически взаимосвязанных геологических процессов, приводящих к формированию совокупностей геохимических полей рассеяния и концентрирования.

Таблица 1

Редкоэлементная характеристика гранитоидов

Геохимические типы гранитоидов	K	Na	F	Li	Rb	Sr	Ba	Sn	Pb	Zn	$\frac{Na+K}{K}$	K/Rb	$\frac{Ba+Sr}{Rb}$	$\frac{Sr+Ba}{Sr}$	$F\left(\frac{Li+Rb}{Sr+Ba}\right)$	Относительная распространенность, %
	мас. %			г/т												
Плагиограниты толеитового ряда	0,26	3,1	0,015	5	4	140	60	3	3	75	13	650	50	1,4	6	2
Гранитоиды андезитового ряда	2,0	3,0	0,07	18	100	260	550	2	10	43	2,5	200	8	3,1	100	8
Граниты латитового ряда	3,5	3,4	0,08	21	125	700	1700	5	23	70	2,0	280	19	3,4	50	5
Агпаитовые редкометалльные граниты	3,6	4,0	0,2	105	270	12	40	18	46	390	2,1	130	0,2	4,3	15 000	2
Палингенные гранитоиды известково-щелочного ряда	3,3	2,8	0,08	50	175	330	830	6	27	51	1,8	190	6,6	3,5	155	40
Плюмазитовые редкометалльные лейкограниты	3,9	2,8	0,27	180	440	70	175	22	28	40	1,7	90	0,6	3,5	6 800	5
Палингенные гранитоиды щелочного ряда	4,1	3,5	0,05	27	140	650	1550	4	19	64	1,9	300	16	3,4	40	15
Редкометалльные граниты щелочного ряда	3,8	3,1	0,09	52	270	170	500	6	20	43	1,8	140	2,5	3,9	430	3
Эндербиты	1,1	2,4	0,05	12	22	280	450	2	3	50	3,2	500	33	2,6	25	4
Чарнокиты	3,3	2,4	0,10	15	90	300	1000	2,5	10	50	1,7	370	12	4,3	80	3
Рапакиви	4,5	2,4	0,17	30	250	110	1400	7	40	90	1,5	180	6	13,7	300	5
Ультраметаморфические лейкограниты	5,0	2,0	0,02	10	140	260	2300	3	12	35	1,4	360	18	9,8	12	8
Средний гранит	3.3	2,9	0,08	42	160	340	1020	6	22	70	1,9	200	8,5	4	120	
Средний гранит АПВ	3,3	2,8	0,08	40	200	300	830	3	20	60	1,8	160	5,6	3,8	170	
Li-F фация плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов	2,7	2,4	0,51	480	850	30	80	40	15	30	1,6	44	0,1	3,7	62 000	
Андезиты	1,3	3,7	0,07	10	30	380	270	0,8	7	60	3,8	430	22	1,7	43	
Латиты	2,5	2,7	0,09	30	110	1220	1470	4,4	16	110	2,1	230	15	2,2	47	

Примечание. Средний гранит дан с учетом относительной распространенности; средний гранит АПВ — по А. П. Виноградову [1962].

Таким образом, решение проблемы связей магм с эндогенным оруденением должно рассматриваться как установление условий формирования ГПК в пределах рудно-магматических систем на магматическом и постмагматическом этапах их развития.

Среди условий формирования магматогенных ГПК первостепенное значение принадлежит процессам эманационной дифференциации магматического вещества, масштабы и интенсивность которых определяются геохимическим типом магм, а также размерами и глубиной формирования их очагов. Для поисков и оценки магматогенных ГПК важное значение имеет определение уровня эрозионного среза рудно-магматических систем. Сейчас известно, что оптимальными условиями развития процессов эманационной дифференциации магм отличаются гипабиссальные интрузии, формирующиеся на глубинах 2—6 км.

Таким образом, оценка потенциальной рудоносности магм должна основываться на их геохимическом типе и морфологии интрузий. Среди выделенных геохимических типов гранитоидов наиболее высокой потенциальной рудоносностью отличаются гипабиссальные интрузии плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов и гранитов латитового ряда. В последнем случае нужно иметь в виду, что эти гранитоиды обычно тесно связаны единством магматического очага с латитами и даже шошонитами, образуя с ними единую шошонит-латитовую ассоциацию. То же можно сказать и об андезитовой ассоциации, которая объединяет гранитоиды андезитового ряда, андезиты и андезитобазальты. Потенциальная рудопосность этой ассоциации также достаточно высокая. Несколько меньшую потенциальную рудоносность имеют гипабиссальные интрузии агпаитовых редкометалльных гранитов, гранитоидов известково-щелочного ряда, редкометалльных гранитов щелочного ряда, плагиогранитов толеитового ряда и рапакиви. Наименьшими возможностями обладают палингенные гранитоиды щелочного ряда, эндербиты, чарнокиты и ультраметаморфические лейкограниты.

При анализе потенциальной рудоносности важен не только уровень концентрации таких летучих, как вода, хлор, фтор, бор, сера и углекислота, но также и их соотношения. Повышенные или пониженные содержания в магмах воды определяют их соответственно плюмазитовый или агпаитовый характер. Вместе с тем весьма важными показателями являются накопление и большая роль фтора в процессах эманационной дифференциации в плюмазитовых и агпаитовых гранитоидах. В латитовой серии, наряду со фтором, существенно возрастает значение хлора и бора, в андезитовой же ассоциации при пониженной роли фтора — хлора и серы.

Один из показателей потенциальной рудоносности гранитоидов — накопление некоторых летучих (вода, фтор, хлор) и ряда редких элементов в минералах поздних стадий кристаллизации. В этом отношении особенно интересен биотит. При анализе условий накопления летучих в магматитах важна не только оценка уровня их концентрирования, но и установление фугитивности кислорода, которая наряду с температурой и давлением контролирует минеральные равновесия в эндогенных процессах. Как известно, одним из методов оценки фугитивности кислорода может быть анализ содержания его в позиции (OH, F) в гидроксилсодержащих минералах, где кислород выступает в роли микроэлемента, замещающего главные ионы OH^- и F^-. В этом отношении особенно важным является соотношение ионов гидроксила, фтора, хлора и кислорода в биотитах магматических горных пород.

Проведенные Ю. П. Трошиным [1983] исследования показали, что соотношения этих ионов в биотитах могут быть использованы в качестве критерия при оценке потенциальной рудоносности интрузий гранитоидов разных геохимических типов.

В интрузиях, способных генерировать золотое оруденение, биотиты отличаются высоким уровнем содержания кислорода и повышенным

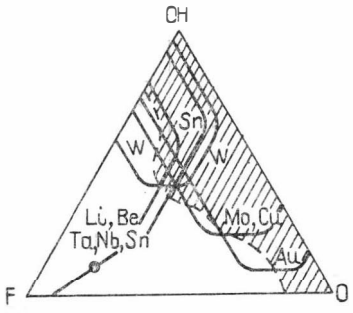


Рис. 3. Поля составов позиции (OH, F) биотита из интрузий разной рудоносности на диаграмме. F—OH—O по Ю. П. Трошину [1983].

Заштрихована область с содержанием Cl 0,3 ат.% в позиции (OH, F).

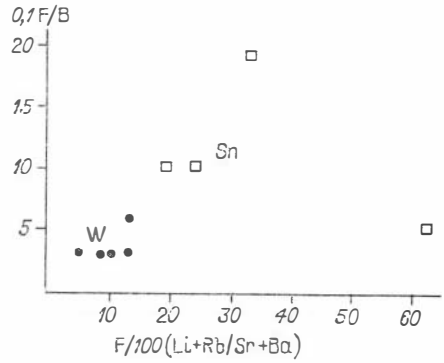


Рис. 4. Корреляция $0{,}1F/B - F/100 \times \times \left(\frac{Li + Rb}{Sr + Ba}\right)$ для фаций плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов с разной рудной продуктивностью.

хлора (рис. 3). Это свойственно в первую очередь биотитам из пород латитовой серии. Принимая во внимание предпочтительную связь олова с фтором, следует иметь в виду, что повышенные концентрации фтора в биотитах в позиции (OH, F) должны рассматриваться как важный критерий оловоносности интрузий. В соответствии с этим поле Li, Be, Ta, Nb и Sn (см. рис. 3) отвечает плюмазитовым редкометалльным лейкогранитам.

Схематично соотношения летучих, минерализации, морфологии интрузий и приуроченность к определенным геодинамическим обстановкам применительно к потенциально рудоносным гранитоидам разного геохимического типа могут быть сведены в таблицы. Например, в табл. 2 типы гранитоидов расположены в порядке убывающей потенциальной рудоносности. Среди выделенных гранитоидов максимальной потенциальной рудоносностью обладают гипабиссальные и субвулканические интрузии латитов и гранитоидов латитового ряда, а также гипабиссальные, мезоабиссальные и субвулканические интрузии плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов.

В пределах геохимических типов гранитоидов, отличающихся максимальной потенциальной рудоносностью, судя по существующим различиям в характере их минерализации, можно выделить фации, характеризующиеся различной рудной продуктивностью.

Например, в пределах Монголо-Охотского пояса среди плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов можно выделить три фации с неодинаковыми уровнями содержаний фтора, бора, лития, рубидия, стронция и бария, различающиеся характером минерализации.

Среди интрузий плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов выделяется группа гранитоидов, характеризующихся невысоким содержанием фтора, несколько повышенным бора и связанным с ними вольфрамовым оруденением (рис. 4). Для интрузий со средними для этого геохимического типа пород концентрациями фтора и невысокими содержаниями бора характерно оловянное оруденение. Фации же, отличающиеся повышенным содержанием фтора, в 2—3 раза превышающим средние для этого типа, образуют гранитоиды так называемого Li-F типа (онгониты), характеризующиеся повышенными содержаниями Li, Rb, Ta и Sn, но не имеющие ассоциированного с ними постмагматического оруденения. Не исключено, что потом в связи с ними будут обнаружены редкометалльные грейзены, а некоторые из онгонитов сами станут источниками редких металлов. Некоторые различия наблюдаются и между интрузиями латитовых ассоциаций. Например, с одними латитовыми интрузиями Забайкалья связано преимущественно полиметаллическое (акатуевский и нерзаводской комплексы), а с другими (широкинский комплекс и шадаронская

Таблица 2

Характеристика потенциальной рудоносности гранитоидов различных геохимических типов

Геохимический тип гранитоидов	Соотношения летучих	Минерализация рудно-магматических систем	Геодинамическая обстановка	Морфологические типы интрузий (глубина формирования, км)
Граниты латитового ряда Латиты	H_2O—Cl—B—F—CO_2—S	Pb, Zn, Au, Ag, Mo, Cu, W, Sn, U	Тыловые части зон Беньофа Внутриконтинентальные подвижные зоны	Гипабиссальные (4—5) Мезоабиссальные (5—6) Субвулканические (1,5—2)
Плюмазитовые редкометалльные лейкограниты	H_2O—F—Cl—B—CO_2—S	Sn, W, Nb, Ta, Li, Be	Внутриконтинентальные подвижные зоны Тыловые части зон Беньофа	Гипабиссальные (2—3) Мезоабиссальные (4—6)
Граниты андезитового ряда Андезиты	H_2O—Cl—CO_2—B—S—F	Cu, Pb, Zn, Mo, Au, Ag	Средние части зон Беньофа Внутриконтинентальные подвижные зоны	Гипабиссальные (3—5) Мезоабиссальные (5—8) Субвулканические (1,5—2)
Палингенные гранитоиды известково-щелочного ряда	H_2O—Cl—F—CO_2—B—S	Pb, Zn, Mo, Ag, Sn	Внутриконтинентальные подвижные зоны Тыловые части зон Беньофа	Мезоабиссальные (5—7) Гипабиссальные (3—4)
Агпаитовые редкометалльные граниты	CO_2—F—Cl—H_2O—B—S	Zr, TR, Nb, Sn	Континентальные рифтогенные структуры	Гипабиссальные (2—5)
Редкометалльные граниты щелочного ряда	H_2O—CO_2—Cl—F—B—S	Mo, W, Zr, TR	Внутриконтинентальные подвижные зоны	Гипабиссальные (3—5) Мезоабиссальные (6—8)
Плагиограниты толеитового ряда	Cl—CO_2—S—H_2O—B	Cu, Pb, Zn	Рифтогенные структуры с океаническими толеитами	Гипабиссальные (3—4) Субвулканические (1,5—2)

серия)— золото-полиметаллическое и золотое оруденения. Латиты и гранитоиды латитового ряда, с которыми связано золотое оруденение, отличаются высокими уровнями концентрирования таких элементов группы железа, как хром и никель. В латитах, сопровождающихся только полиметаллическим оруденением, наблюдаются невысокие уровни содержания этих элементов. В результате для них среднее значение отношения $\frac{Sr + Ba}{Cr + Ni}$ составляет 25—30, в то время как для группы латитов с золотым оруденением, отличающейся от первой пятикратным увеличением уровня содержаний хрома и никеля, это отношение снижается до 4—5.

Гипабиссальные интрузии латитовых магм и плюмазитовых редкометалльных гранитоидов обычно образуют рудно-магматические системы (РМС), площадь которых достигает 1—2 тыс. км².

РМС, связанные с плюмазитовыми редкометалльными лейкогранитами, обычно формируются на глубинах в 2—3 км. В результате для этих интрузий характерен процесс интенсивной их дегазации, начинающийся еще на позднемагматическом этапе и приводящий к образованию эманационных ореолов. Зависимость интенсивности этого процесса от глубины становления интрузии особенно хорошо видна на примере Шерловогорской и Адун-Чолонской интрузий. Относясь к геохимическому типу плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов, эти расположенные рядом интрузии формировались на разной глубине. В результате в экзоконтакте Шерловогорской интрузии, формировавшейся на меньшей глубине, количество фтора на 1 м³ пород составляет 25 кг. В экзоконтакте Адун-Чолонской интрузии, формировавшейся на большей глубине, в 1 м³ пород содержится всего 3 кг фтора, т. е. в 8 раз меньше, чем в случае Шерловой горы. У гипабиссальных интрузий плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов, формировавшихся на небольшой глубине, концентрации рудных и редких элементов в эманационных ореолах превышают фоновые всего в 2—3 раза, при увеличении дисперсии концентраций в 10—15 раз. Ореолы обычно имеют площадной характер и развиваются в пределах 1—2 км их экзоконтактовых зон. К наиболее типичным элементам этих ореолов относятся фтор, олово, литий, цезий, свинец и ртуть. Весьма своеобразно распределение в зонах экзоконтакта воды. В непосредственной близости от интрузии происходит высушивание пород. На расстоянии от них около 1 км формируется зона с относительно повышенным содержанием воды, которое с удалением уменьшается до фонового. Для определения рудной продуктивности РМС большое значение имеет величина их эрозионного среза. Например, в РМС, образованных в результате развития гипабиссальных интрузий плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов, наиболее перспективны те РМС, в которых рудопроизводящая интрузия вскрыта всего на 2—5 % своей площади и в пределах кровли имеет несколько не вскрытых эрозией куполов. В верхних магматических камерах купольных структур таких интрузий образуются расплавы Li-F гранитов, а также многочисленные эндо- и экзогрейзены. Нижние же очаги магматических расплавов обычно служат источниками гидротермальных растворов.

В РМС с латитовым магматизмом оптимальным является размещение основного магматического очага на глубине 4—5 км. Возникающие в связи с такими интрузиями кольцевые вулкано-купольные структуры обычно имеют диаметр в 30—40 км. К таким структурам бывает приурочено несколько десятков месторождений и рудопроявлений. Металлогеническое значение кольцевых структур было понято уже давно. В последнее время их научились выделять на основе космических съемок. Однако для их правильной металлогенической оценки необходимо знать, с очагом каких магм эти кольцевые структуры связаны и каков уровень эрозионного среза развитых здесь РМС. В системах с латитовым магматизмом у максимально потенциально рудоносных РМС магматические проявления на поверхности представлены интрузивными штоками гранитов латитового

Дорифейская история региона раскрыта все еще слабо. Можно предположить, что в архее имели место две крупные эпохи растяжения и две — сжатия, последняя из которых завершилась становлением протоконтинентальной коры, зафиксированной ультраметаморфизмом и анатектическими гранитами. Начало протерозоя — эпоха растяжения, заложения ортогональной сети глубинных разломов, послуживших каналами для подъема анорогенных магм (базиты, гипербазиты), а конец среднего протерозоя — эпоха сжатия, интрузивного многофазного магматизма и наземного вулканизма в протогеосинклинальных зонах и областях протоактивизации континентальных блоков. В эту эпоху проявились первые сводово-глыбовые дислокации и разломы диагональной сети.

К началу неогея восточная часть Азиатского континента, протягивавшаяся, по нашему мнению, до современных островодужных сооружений, представляла собой оформившийся кратон. Он был нарушен сетью ортогональных и диагональных зон глубинных разломов, в которые как бы вложены разнопорядковые кольцевые и дуговые структуры. Все эти элементы повлияли на расположение, ориентировку и многие особенности геоструктур неогея (рис. 1).

Истории развития юга Дальнего Востока и Северо-Востока в неогее несколько различны. Однако в целом здесь преобладают условия растяжения, нарушаемые сравнительно кратковременными сжатиями, имеющими тем не менее очень важное значение в отношении магмо- и рудогенеза. Уместно отметить, что на фоне преобладающих сжатий или растяжений в пределах отдельных геоструктур локально проявлялись напряжения противоположного знака, что наиболее ярко выражено в сосуществовании на многих этапах развития северо-запада ТПП тектонопар геосинклиналь — ороген.

Рифейско-раннепалеозойская магматическая история северо-запада ТПП связана с распадом Азиатского континента. В пределах возникших в это время эвгеосинклинальных прогибов формировались типичные офиолитовые (гипербазит-базит-кремнистые) ассоциации. В прилегающих к эвгеосинклиналям частях миогеосинклиналей и на срединных массивах локально проявились калиевый и ультракалиевый базальт-риолитовый и шошонитовый вулканизм и медное оруденение. На Омолонском массиве излились субщелочные калий-натриевые базальты и внедрились пикриты и диабазы, которым сопутствует золотое оруденение. Примерно в это же время сформировались щелочные сиениты и нордмаркиты (анмандыканский комплекс). На Буреинском массиве в начале данной эпохи образовалась контрастная базальт-риолитовая ассоциация (с исландитами), а в конце — крупные гранитоидные плутоны (биробиджанский комплекс). На Ханканайском массиве последним соответствуют интрузии вознесенского комплекса. В пределах прогибов у восточных окраин Сибирской платформы и Буреинского массива в рифее возникли узкие зоны с базитовым магматизмом (авлакогены), послужившие, вероятно, путями миграции ювенильных растворов, обусловивших формирование полиметаллических стратиформных залежей в карбонатно-терригенных толщах рифея и кембрия.

Средний палеозой — одна из эпох интенсивного магматизма в истории Земли. Размеры бассейнов геосинклинального осадконакопления и анорогенного магматизма резко сокращаются, а на их месте возникают поднятия с орогенными натриевыми риолит-андезитовыми комплексами, сопровождающимися медно- и цинково-колчеданным оруденением (Олойская зона). В окраинных прогибах (Сетте-Дабан и др.) в девоне в узких зонах проявился щелочно-базитовый вулканизм, очевидно, рифтогенный.

Особенно интересен средне-позднедевонский дейтероорогенный магматизм, широко проявленный на срединных массивах. Он представлен типичными вулкано-плутоническими риолит-гранитоидными ассоциациями, нередко повышенной щелочности; локально развиты андезиты и базальты. Оруденение, связанное с девонским магматизмом, принадле-

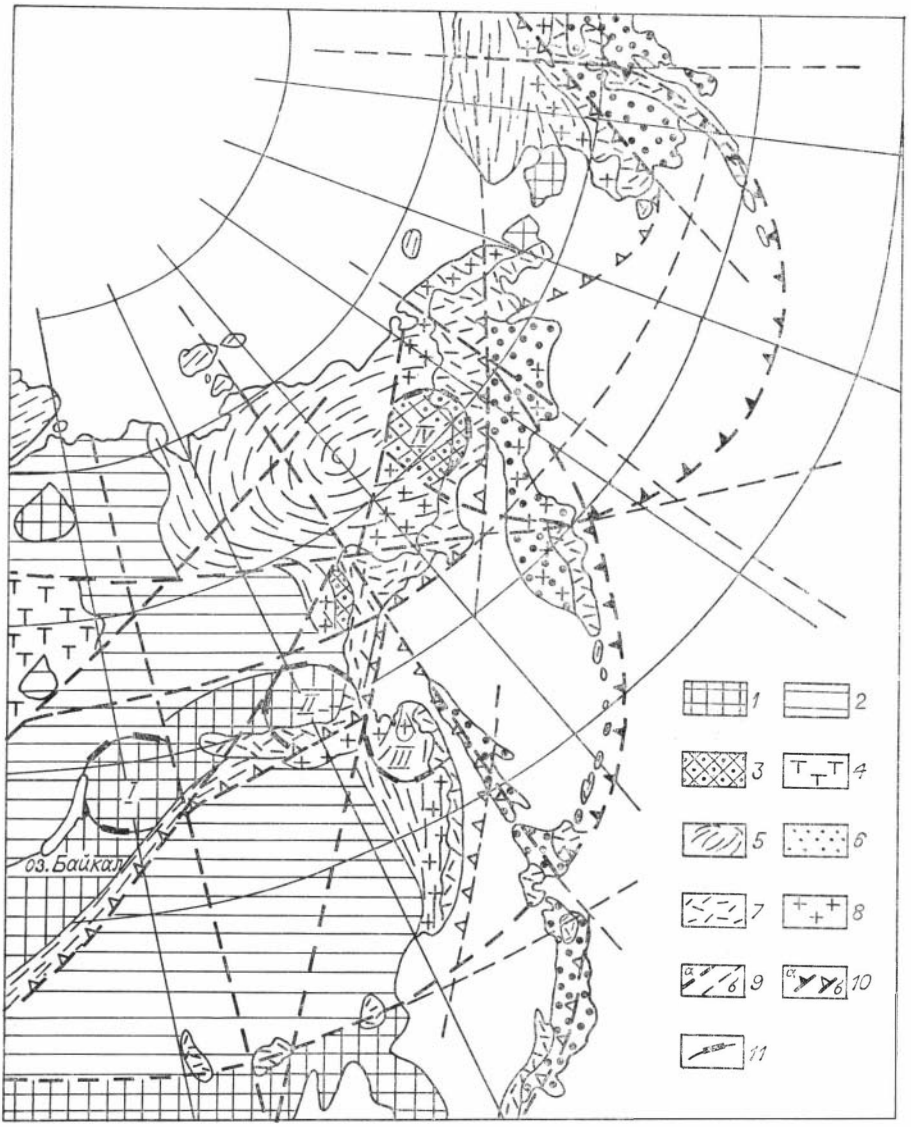


Рис. 1. Схема важнейших ортогональных и диагональных сквозьструктурных линеаментов, дуговых разрывов и мегаструктур северо-запада ТПП (с элементами районирования).

1 — выходы дорифейского фундамента Сибирской и Китайской платформ; *2* — чехол этих платформ; *3* — средне-позднедевонские орогенные магматиты; *4* — сибирские траппы; *5* — мио- и эвгеосинклинальные мезозоиды; *6* — кайнозоиды; *7* — вулканогенные и вулкано-плутоногенные пояса и зоны; *8* — перивулканические зоны; *9* — глубинные разломы (*а*) и их предполагаемое продолжение (*б*); *10* — участки глубинных разломов, вдоль которых возникли современные (*а*) и палеосейсмофокальные (*б*) зоны; *11* — наиболее надежно обоснованные мегасводы (*I* — Прибайкальский, *II* — Учурский, *III* — Нижнеамурский, *IV* — Омолонский).

жит к вулканогенно-плутоногенному рудно-формационному ряду (золото, серебро, свинец, цинк, медь, молибден). На размещение его влияло наличие кольцевых мегаструктур, типа Омолонской.

В позднем палеозое — средней юре регион испытал новое общее растяжение, сопровождавшееся анорогенным (базальтовым и базальт-риолитовым) магматизмом в геосинклинальных, рифтогенных, а за его пределами и в платформенных (сибирские траппы) условиях. В позднем триасе на фоне общего растяжения возникают зоны сжатия, в которых начался андезитовый вулканизм, скорее всего, в связи с палеоСФЗ (Кони-Мургальская зона, Монголо-Охотский пояс). Такие же условия сохранились на

большей части территории в ранней и средней юре. Оруденение халько- и сидерофильное.

Локальные сжатия в структурах северо-запада ТПП — отзвуки циркумпацифических процессов, с которыми связан интенсивный триасово-юрский магматизм на западе Северной и Южной Америк.

Важным рубежом в истории Северо-Востока была поздняя юра. В это время произошла дифференциация на область сжатия (мезозоиды) и растяжения (кайнозоиды). В первый (протоорогенный) этап сжатия были смяты в складки осадочные верхнепалеозойско-юрские толщи мезозоид. Вслед за этим в эвгеосинклинальных структурах излились андезитовые и риолитовые лавы, а в миогеосинклинальных внедрились малые интрузии диоритов и более кислых порфировых пород и сформировались крупные массивы высокоглиноземистых гранитов (колымский комплекс). С этим этапом связана россыпеобразующая золото-кварцевая формация Колымы.

В Сихотэ-Алине и в некоторых зонах мезозоид Северо-Востока в поздней юре еще сохраняются, а местами и возникают раздвиговые структуры, сопровождающиеся анорогенным магматизмом (Южно-Анюйская, Илинь-Тасская зоны и др.). Проорогенное сжатие и гранитоидный магматизм проявились в них в начале мела (хунгарийская серия и др.).

На заключительных этапах проорогенного сжатия в миогеосинклиналях сформировались гранодиорит-гранитные интрузии (чукотский комплекс, нижнеамурская серия и др.), с которыми ассоциирует золотое, олово-вольфрамовое и полиметаллическое оруденение, а в эвгеосинклиналях — габбро-плагиогранитные и габбро-сиенитовые комплексы с медной и медно-молибденовой (с золотом) специализацией (Олойская, Южно-Анюйская зоны и др.). Скорее всего, в это же время были подновлены Монголо-Чукотская, Прибрежная и другие палеоСФЗ, над которыми в эпоху мел-палеогенового дейтероорогенеза возникли окраинно- и внутриконтинентальные области тектономагматической активизации (ТМА).

Наиболее детально в настоящее время проанализированы строение и металлогения Охотско-Чаунской области ТМА. Она развилась над Монголо-Чукотской палеоСФЗ и состоит из вулканической (Охотско-Чукотский пояс в обычном понимании) и привулканической зон. Важнейшими структурными элементами области являются мегасводы диаметром 500—600 км, для которых предполагается древнее (докембрийское) заложение и унаследованное развитие. Для нее характерна отчетливая магматическая и рудная зональность, в принципе соответствующая зональности вулканогенно-плутоногенного оруденения над зоной Беньофа и коррелирующаяся со свойствами земной коры региона (рис. 2). Примерно такой же зональностью обладает и Приморская область ТМА, хотя в ее пределах менее четко выделяются внутренние вулканогенные дуги, которые в Охотско-Чаунской области вмещают медно-колчеданное (с золотом) и медно-порфировое (с молибденом и золотом) оруденение, связанное с тоналит-гранодиоритовой формацией.

Монголо-Охотская и другие внутриконтинентальные области ТМА характеризуются существенно гранитоидным магматизмом и плутоногенным оруденением, общий фон которого тем не менее близок фону окраинно-континентальных областей ТМА.

Возобновившееся (или усилившееся) в поздней юре растяжение края Азиатского континента привело к расчленению его на серии эвгеосинклинальных зон субмеридиональной (Сахалин-Хоккайдо), северо-восточной (Корякия-Камчатка) и другой ориентировки, которые разделял крупный Охотоморский континентальный блок и микроконтиненты, опустившиеся ниже уровня вод океана.

В пределах Корякско-Камчатского региона наблюдается смещение процессов вулканизма в направлении континент — океан во времени. Здесь возникали сопряженные пары прогибов и островных дуг. В прогибах формировались преимущественно анорогенные базальтовые серии

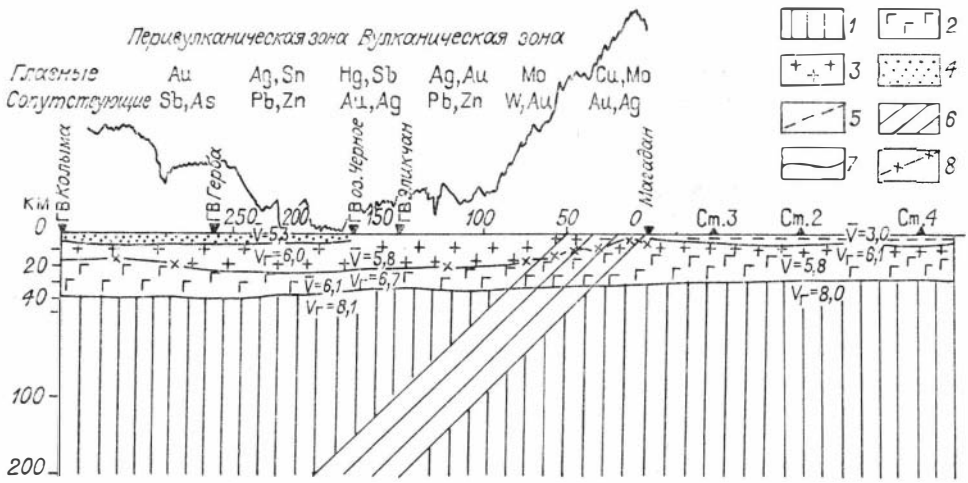


Рис. 2. Корреляция металлогенической зональности и глубинного строения Охотско-Чаунской области ТМА по профилю Магадан — Колыма. Сейсмологические данные получены ИФЗ АН СССР.

1 — мантия; *2* — «базальтовый» слой; *3* — «гранитно-метаморфический» слой; *4* — породы верхоянского комплекса; *5* — осадки в Охотском море; *6* — Челомджа-Ямский шов палеоСФЗ; *7, 8* — границы сейсмологические (*7*) и грави-, магнитометрические (*8*).

и кремнистые толщи, а в приконтинентальных их частях — пикрит-меймечитовые комплексы. В островных дугах накапливались вулканиты повышенной кислотности и щелочности, указывающие на наличие в их основании блоков континентальной коры. Важно подчеркнуть, что неокомовые морские базальт-андезитовые толщи Пекульнейско-Мургальско-Тайгоносской дуги в юго-западном направлении сменяются одновозрастными наземными базальт-андезитовыми накоплениями Охотско-Чукотского пояса. Отметим, что подобные соотношения имеет Курильская система островных дуг с Восточно-Камчатским и Японским наземными вулканическими поясами.

В позднемеловой — палеогеновый этап арена анорогенного магматизма сместилась в Корякско-Камчатской области еще далее в сторону океана, в Олюторско-Восточно-Камчатскую зону, а почти вся ее западная часть стала сушей с локальными проявлениями протоорогенного магматизма.

Развитие эвгеосинклинальных зон Корякско-Камчатской и Хоккайдо-Сахалинской областей сопровождалось неоднократным внедрением ультрабазит-габбро-плагиогранитных серий с хромитовым, платиновым, золотым оруденением и др. В сопряженных с ними вулканических дугах формировались раннеорогенные габбро-плагиогранитные серии с медной, медно-молибденовой и золотой минерализацией. С позднеорогенными гранитоидными, обычно калиевыми, интрузиями ассоциирует медно-молибденовое, олово-серебряное и ртутное оруденение.

Неоген-четвертичная эпоха сжатия проявилась преимущественно вдоль современных притихоокеанских окраин. В это время возродились СФЗ, над которыми в Корякско-Камчатской области формировались наземные вулканогенные пояса, сложенные известково-щелочными вулканитами, и связанные с ними перивулканические зоны, а вдоль тихоокеанской акватории — система островных дуг, переходящая по латерали в наземные вулканические пояса Камчатки и Японии.

В пределах геоструктур неоген-четвертичного этапа сжатия получило развитие вулканогенно-плутоногенный ряд рудных формаций, размещение которых отвечает модели зональности над зоной Беньофа.

На континенте в неоген-четвертичное время проявились локальные растяжения, обусловившие формирование амагматичных рифтогенных впадин и базальтовые излияния. Эти явления, скорее всего, сопряжены с процессами усилившейся деструкции в пределах окраинных морей.

ВЫВОДЫ

В истории развития северо-западной части ТПП наблюдается чередование эпох сжатия и растяжения, продолжительность которых сокращалась во времени. Анорогенные магматические образования эпох растяжения специализированы на сидеро- и халькофильное, а орогенные изверженные породы эпох сжатия — на халько- и литофильное оруденение. Общая эволюция рудообразования в неогее выражена в увеличении роли литофильной минерализации от рифея к кайнозою, что является следствием возрастания степени зрелости повторной континентализации земной коры региона во времени.

Характер магматической и металлогенической зональности на протяжении неогея постепенно изменялся от перикратонного в рифее, раннем и среднем палеозое до периокеанического в позднем палеозое и особенно в мезозое и кайнозое. Процессы рифтогенеза и крипторифтогенеза, сопровождавшиеся анорогенным магматизмом и проявлявшиеся в самых разных по природе геоструктурах (авлакоген, миогеосинклиналь и др.) на различных этапах развития региона, обусловили развитие во внешней металлогенической зоне ТПП «чужеродного» ей халько- и сидерофильного оруденения. Присутствие литофильной олово-серебряной и другой минерализации во внутренней зоне ТПП указывает на наличие в ее основании блоков континентальной коры.

А. Д. Ножкин, В. П. Ковалев, С. В. Мельгунов, Ю. М. Пузанков

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ БЛОКОВ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ КАК ОСНОВА МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Важнейшей задачей геохимии в металлогеническом анализе становится геохимическая типизация крупных структурно-вещественных комплексов и блоков земной коры для целей прогнозирования рудоносности и разработки стратегии поисков [Таусон, 1979]. Основу ее должны составить сравнительные региональные геохимические исследования, в том числе древнейших комплексов платформ и подвижных поясов. Это дает возможность выявить первичную неоднородность состава мантийно-корового вещества как главную причину формирования тех или иных металлогенических провинций в ходе претерпеваемого ими тектономагматического развития. В качестве примера может быть указана редкометалльная (Li, Rb, Be, Ta, Zr, Th, U, TR, Y, Mo, Nb, W и др.) рудоносность блоков коры, определяемая степенью зрелости или геохимической дифференцированности мантийно-корового протовещества и тесно связанных с ним вышележащих кристаллических образований [Ножкин, 1983, 1985а].

В основу геохимической типизации геоблоков континентальной коры положены результаты массовых количественных определений радиоактивных элементов (РАЭ) — урана, тория, калия — типичных сиалических оксифилов [Щербаков, 1982], устойчиво накапливающихся в коре. Из них наиболее надежным индикаторным элементом является торий [Ножкин, 1983б], относительно инертный при региональном метаморфизме. Содержание РАЭ в кристаллическом фундаменте и перекрывающих комплексах, превышающее среднюю величину для «гранитного» слоя [Ронов, Ярошевский, 1978],— признак высокой геохимической дифференцированности коры. Фоновые значения РАЭ, близкие к среднему содержанию в «базальтовом» слое, свидетельствуют о весьма низкой зрелости —

преобладании фемических масс. Концентрация РАЭ, сопоставимая со средним уровнем в континентальной коре,— показатель умеренной и низкой сиаличности. Разная степень геохимической дифференцированности литосферных блоков находит отражение в общей радиогеохимической зональности континентальной земной коры [Смыслов, Титов, 1983], а также в региональной металлогении [Кузнецов, Ильинский, 1985].

РАДИОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ СТРАТИФИЦИРОВАННЫХ КОМПЛЕКСОВ И ГРАНИТОИДОВ ГЛАВНЫХ СТРУКТУРНЫХ ОБЛАСТЕЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

Главные структурные элементы материков — древние платформы и складчатые пояса, различающиеся внутренним строением и степенью геохимической дифференцированности составляющих геоблоков и формационных комплексов. В этой связи представляется целесообразным рассмотреть опыт радиогеохимической типизации разных структурных областей: выступов фундамента Сибирской платформы, докембрийских срединных массивов Памира и Тувы, складчатой области палеозоид Алтае-Саян, а также периокеанической островодужной системы Камчатки.

Ангаро-Канский, Бирюсинский и Канский выступы юго-западной части Сибирской платформы представляют область преимущественного развития сиалических, в меньшей мере фемическо-сиалических и фемических комплексов земной коры, мощность которой здесь составляет 43—51 км.

Древнейшим является раннеархейский чарнокит-гранулитовый формационный комплекс канской серии, развитый в основании видимого разреза и обнажающийся на большей части территории Ангаро-Канского выступа. Сложен он гиперстеновыми и биотит-гранат-гиперстеновыми гнейсами гранитоидного состава, глиноземистыми гранат-биотит-кордиеритовыми гнейсами и высокоглиноземистыми шпинель-силлиманит-кордиеритовыми кристаллосланцами метапелитового состава, гранат-биотитовыми гнейсами и гранулитами метаосадочного, существенно кварцитового состава. В нижней части разреза распространены гранат-гиперстеновые и двупироксеновые кристаллосланцы базальтового и андезитобазальтового состава, а также расслоенные анортозит-пироксенит-габбро-норитовые интрузии. Широко представлены авто- и аллохтонные чарнокиты (богуниты и кузеевиты [по Ю. А. Кузнецову, 1941]) кварцево-диоритового, гранитового и граносиенитового состава. Становление чарнокит-гранулитового комплекса завершилось формированием лейкократовых ортоклазовых гранитов, гранодиоритов и пегматоидов. Содержание РАЭ (U, Th — 10^{-4} %, K, мас.%)* в породах комплекса сильно варьирует [Ножкин, 1983а], но в целом гнейсы отличаются повышенной (10—35) торие носностью, высоким (9—35) отношением Th/U. Чарнокиты резко обеднены ураном и торием. Средние ориентировочные оценки для чарнокит-гранулитового комплекса составляют: U — 1,0; Th — 15,3; K — 2,46; для ортоклазовых гранитов и гранодиоритов: U — 1,0; Th — 11,1; K — 1,37 (табл. 1).

Чарнокит-гранулитовый комплекс вверх по разрезу сменяется мигматит-гнейсовым енисейской серии. Породы комплекса распространены в западной приенисейской полосе Ангаро-Канского выступа, а также на отдельных участках в центральной зоне, где перекрывают гранулиты. Комплекс сложен метаморфическими породами амфиболитовой фации: гранат-биотитовыми, реже гранат-биотит-силлиманитовыми и амфибол-биотитовыми парагнейсами, калиевыми и калий-натриевыми ортогнейсами (кислыми метавулканитами), амфиболитами (метабазитами); в верхней

* Дальше показатель размерности везде опущен.

Таблица 1

Оценки средних содержаний урана и тория ($n \cdot 10^{-4}$ %) и калия (мас. %) в главных стратифицированных формационных комплексах и гранитоидах земной коры южной части Енисейского кряжа и северных районов Восточного Саяна

Этап эволюции коры	Главные стратифицированные и гранитоидные комплексы	Выступ								
		Ангаро-Канский			Бирюсинский			Канский		
		U	Th	K	U	Th	K	U	Th	K
Среднепалеозойский (герцинский)	Сиенит-лейкогранитовый (огнитский)	5,3	31,3	4,33	3,4	19,6	4,29			
	Осадочно-вулканогениый Вулканогенный	2,2	28,0	4,5	2,6	9,4	2,06	2,3	14,4	4,13
Нижнепалеозойский (каледонский)	Двуполевошпатовых лейкогранитов (кутурчинский)							3,8	22,2	4,27
Верхнепротерозойский (байкальский)	Вулканогенно-карбонатно-терригенный (отложения Присаянского прогиба)				2,5	9,1	3,26			
	Терригенно-вулканогенный (кувайская серия)							2,2	10,4	2,21
Нижнепротерозойский (карельский)	Гранитовый				3,4	19,9	3,32			
	Вулканогенно-терригенный (отложения Елашского прогиба)				2,3	8,4	2,04			
	Гнейсо-гранитовый (мигматит-гранитовый)	3,0	35,8	3,94	3,1	27,9	4,17			
	Карбонатно-кварцито-сланцевый (неройская серия)				2,5	10,7	2,13			
Позднеархейский — раннепротерозойский	Гранодиорит-плагиогранитовый Плагиогранитовый	0,9	4,6	1,44				1,4	5,3	2,69
	Метаосадочно-вулканогениый	1,0	3,1	1,20				1,4	11,3	2,05
	Плагиомигматит-плагиогранитовый Гнейсогранодиорит-плагиогранитовый	1,4	4,7	2,25				0,9	2,3	1,28
	Метавулканогенный Метаосадочно-вулканогенный	0,5	2,2	0,93				0,9	7,0	1,35
Раннеархейский	Мигматит-гранитовый	2,4	17,4	4,60	1,8	16,3	2,48			
	Мигматит-гнейсовый (енисейская, бирюсинская серии)	2,7	17,4	2,81	2,0	16,3	2,55			
	Ортоклазовых лейкогранитов и гранодиоритов	1,0	11,1	3,37						
	Чарнокит-гранулитовый (канская серия)	1,0	15,3	2,46						

половине разреза развиты горизонты мраморов и кальцифиров. Гнейсы мигматизированы, пронизаны телами гнейсовидных гранитов, более поздними аплитами и пегматитами. Среднее содержание РАЭ в стратифицированных породах комплекса: U — 2,7; Th — 17,4; K — 2,81; в гнейсовидных гранитах U — 2,4; Th — 17,4; K — 4,6. Лейкосома мигматитов резко обеднена U (до 1,3—0,5) и Th (до 4,9—1,0).

В пределах Бирюсинского выступа мигматит-гнейсовый формационный комплекс представлен преимущественно гранат-биотитовыми гнейсами и плагиомигматизированными их разностями хайламинской свиты со средним содержанием U — 2,0; Th — 16,3; K — 2,55; в мигматит-гранитах — U — 1,8; Th — 16,3; K — 2,48.

В процессе формирования этих комплексов на юго-западе Сибирской платформы была создана континентальная геохимически дифференцированная сиалическая кора зрелого типа [Ножкин, 1983а, б], одним из характерных признаков которой является повышенная ториеносность и калиевость, по торию превышающая, а по калию находящаяся на уровне средних значений, принятых для «гранитного» слоя земной коры. Сохранившиеся от эрозии слабо проявленные рудные концентрации представлены редкометалльными пегматитами, высокоглиноземистыми гнейсами, титаноносными расслоенными метабазитами и др.

В верхнем архее произошли деструкция — взламывание кратона, рифтогенез, погружение сиалических масс и образование осадочно-вулканогенных комплексов зеленокаменных поясов. Формировались фемические и фемическо-сиалические пояса.

Примером первого из них является Приенисейский зеленокаменный пояс. Сложен он двумя структурно-вещественными комплексами, представленными метаморфизованными в основном в эпидот-амфиболитовой фации осадочно-вулканогенными толщами, относящимися к юксеевской серии, и тесно связанными с ними интрузивными, преимущественно жильными образованиями. Нижний комплекс образован амфиболитами, отвечающими по составу низкожелезистым и низкокалиевым толеитам, и подчиненными им кварц-полевошпатовыми ортогнейсами — кислыми метавулканитами, резко обедненными ураном, торием и другими сиалическими оксифилами. В основании разреза залегают метатерригенные биотит-кварцевые с гранатом гнейсы и сланцы с горизонтами кварцитов и мраморов. Интрузивные фации основных и кислых пород — габбро-амфиболитов и гнейсо-гранитов — по составу близки эффузивным аналогам. Средние содержания в стратифицированном комплексе: U — 0,5; Th — 2,2; K — 0,93; в породах гнейсогранодиорит-плагиогранитовой формации: U = 1,4; Th — 4,7; K — 2,25. Верхний структурно-вещественный комплекс образован чередованием полевошпатовых кварцитов, зеленых сланцев с амфиболитами (метабазитами) и кварц-полевошпатовыми ортосланцами (кислыми метавулканитами); в верхней половине разреза он сложен преимущественно туфогенными и вулканомиктовыми метаосадочными породами с горизонтами железистых кварцитосланцев, кислых и основных метавулканитов. Среди них наблюдаются согласные наслоению субвулканические интрузии микрогранитов, гранит-порфиров, метагаббро, серпентинизированных ультрамафитов и секущие интрузивные тела плагиогранитов. Содержание в осадочно-вулканогенных породах: U — 1,0; Th — 3,1; K — 1,2; в интрузивных плагиогранитах: U — 0,9; Th — 4,6; K — 1,44. Средние значения РАЭ для формационного комплекса Приенисейского зеленокаменного пояса (U — 0,9; Th — 2,3; K — 1,28) близки таковым «базальтового» слоя земной коры, что и определяет принадлежность его к фемическому типу с присущими рудными концентрациями (железистые кварциты, титаномагнетитовое и колчеданное оруденение).

Зеленокаменные пояса фемическо-сиалического типа являются крупными эпсиалическими внутрикратонными структурами с раздробленным и погруженным кристаллическим протоконтинентальным основанием. Пример такого типа структур — Канский зеленокаменный пояс в Вос-

точном Саяне, в строении которого также выделяются два структурно-вещественных комплекса [Ножкин, 1985]. Нижний представлен амфиболитовой и амфиболитово-гнейсовой толщами. Амфиболиты чередуются с амфиболовыми гнейсами, а в низах разреза — с горизонтами ультрамафитов вулканического облика, с реликтами кумулятивных и спинифекс-структур. Среди амфиболитов и ультрамафитов развиты тела метагабброидов, дунитов и перидотитов. Все эти породы по составу объединяются в толеит-коматиитовую, базальтовую, перидотитовую и габбровую ассоциации. В верхней толще преобладают биотитовые и биотит-гранатовые гнейсы дацитового, риодацитового и риолитового состава, содержащие горизонты плагиоклазовых амфиболитов. Наиболее характерная радиогеохимическая особенность нижнего структурно-вещественного комплекса — повышенная (12—20) ториеносность гнейсов при высоком (9—14) торий-урановом отношении. Среднее содержание РАЭ в нем оценивается: U — 0,9; Th — 7,0; K — 1,35. Нижний комплекс метаморфизован в условиях амфиболитовой фации, интенсивно мигматизирован с образованием плагиомигматит-гнейсовых куполов и небольших плагиомигматит-плутонов со средним содержанием U — 0,9; Th — 2,31; K — 1,28.

Верхний структурно-вещественный комплекс в нижней части представлен метаосадочными породами: кварцитами, глиноземистыми биотит-гранатовыми гнейсами с горизонтами мраморов, в средней — метабазитами: амфиболитами и амфиболовыми плагиогнейсами, а в верхней — кислыми метавулканитами: биотитовыми ортогнейсами риодацитового и дацитового состава и метатерригенными кварцитами и кварцево-слюдистыми сланцами. Породы комплекса метаморфизованы преимущественно в эпидот-амфиболитовой фации и вмещают нижнепротерозойские гранодиорит-плагиогранитовые интрузии. Как и в нижнем комплексе метавулканиты кислого состава, а также метатерригенные породы отличаются повышенной (15—23) ториеносностью и высоким торий-урановым (7—13) отношением, что свидетельствует о формировании их за счет высокодифференцированных сиалических масс гранулитовой фации, обедненной ураном. Средние значения РАЭ для этого комплекса составляют: U — 1,4; Th — 11,3; K — 2,05; для интрузивной гранодиорит-плагиогранитовой формации: U — 1,4; Th — 5,3; K — 2,69. В целом для пород Канского зеленокаменного пояса ориентировочные оценки таковы: U — 1,2; Th — 9,3; K — 1,72. Они отражают усредненные свойства контрастно чередующихся низкорадиоактивных фемических и высокорадиоактивных (ториеносных) сиалических минеральных масс, поэтому данная раннедокембрийская структура отнесена к фемическо-сиалическому типу. Для нее характерны титано-магнетитовые руды, колчеданная, медно-колчеданная золото-сульфидная минерализация, рудопроявления Ni, Mo, Pb, Zr, асбеста, а также жильного гранулированного кварца.

В нижнем протерозое в пределах юго-западной окраины Сибирской платформы преобладала обстановка эпикратонного осадочного бассейна. В пределах Бирюсинского выступа в эту эпоху сформирован мощный карбонатно-кварцито-сланцевый комплекс (неройская серия [по А. И. Сезько, 1982]) с горизонтами метабазитов, олигомиктовых песчаников, высокоглиноземистых и углеродистых сланцев, геохимически специализированных на редкие, радиоактивные, благородные металлы. Комплекс зонально метаморфизован от зеленосланцевой до амфиболитовой фации. Содержания РАЭ в целом для него составляют: U — 2,5; Th — 10,7; K — 2,13, что примерно в 1,5 раза превышает значения, принятые для коры континентов.

На рубеже 2 млрд лет произошли инверсия прогиба, зональный метаморфизм осадочных толщ и формирование мигматит-гранитовой и гранитовой формаций (саянский комплекс). По данным В. В. Брынцева и др. [1985], гранитообразование охватывало значительный (2,0—1,64 млрд лет) временной интервал. Оно сопровождалось привносом и концентрацией РАЭ. Средние значения для гнейсогранитов составляют: U — 3,1; Th —

27,9: K — 4,17. В пределах Ангаро-Канского выступа в эту же эпоху формируются гранитоиды таракского комплекса: U — 3,0; Th — 35,8; K — 3,94.

Раннепротерозойская эпоха в Присаянье завершается развитием компенсационных прогибов, выполненных вулканогенно-осадочными толщами, и структур акитканского типа, характеризующихся излиянием высококремнеземистых риолитовых лав калиевого уклона и накоплением терригенных осадков континентального типа. Эти толщи вмещают дифференцированные интрузии лейкократовых гранитов и редкометалльных пегматитов. Средние содержания РАЭ для стратифицированных толщ этих структур таковы: U — 2,3; Th — 8,4; K — 2,04; в прорывающих их гранитах: U — 3,4; Th — 19,9; K — 3,32.

Верхнепротерозойские (рифейские) осадочно-вулканогенные комплексы распространены в Кувайско-Мирчунской структурно-формационной зоне: в Манском, Мирчунском, Кингашском прогибах. В разрезах они везде сменяются терригенно-карбонатными отложениями кембрия и являются составным элементом салаирид. Вулканогенные образования представлены метабазальтовой или контрастной металипарит-базальтовой формацией в составе кувайской вулканогенно-осадочной серии. Пространственно с ними сопряжены гипербазитовые и габбро-пироксенитовые интрузии. Вулканиты и интрузивные породы по составу и геохимическим свойствам отражают специфику инициального магматизма верхнепротерозойско-нижнепалеозойского подвижного пояса во внешней зоне активизированного фундамента Сибирской платформы. Ориентировочные средние оценки РАЭ для осадочно-вулканогенного комплекса: U — 2,2; Th — 10,4; K — 2,21.

В приплатформенной зоне Присаянья в течение позднего протерозоя (верхнего рифея) в прогибах накапливались субаэральные пестроцветные терригенные и карбонатно-терригенные отложения, временами сопровождающиеся извержением щелочных высококалиевых туфов и лав и внедрением диабазов (карагасская, оселковая серии, нерсинский комплекс Присаянского прогиба). Средние содержания РАЭ в породах этого формационного комплекса: U — 2,5; Th — 9,1; K — 3,26; в калиевых щелочных метавулканитах: U—2,0—4,5; Th—10,5—13,0; K—6,5—11,0.

В пределах раннедокембрийских структур Восточного Саяна широко представлен среднепалеозойский — девонский осадочно-вулканогенный формационный комплекс (Агульский и Тайбинско-Канский прогибы, Рыбинская впадина). В наиболее крупной структуре (Агульском прогибе), заложившейся в пределах Бирюсинского выступа, распространены трахиандезитобазальтовая (U — 1,8; Th — 4,2; K — 1,6) и трахит-трахилипаритовая (U — 4,0; Th — 16,0; K — 3,98) формации. Они прорываются сиенит-лейкогранитовой интрузией (огнитский комплекс, U — 3,4; Th — 19,6; K — 4,29). Выше по разрезу те и другие перекрываются терригенной толщей, включающей горизонты трахибазальтов. Средние значения РАЭ для девонского осадочно-вулканогенного комплекса таковы: U — 2,6; Th — 9,4; K — 2,06. Субвулканические интрузии основного и кислого состава известны в пределах Канского выступа, вулканогенные и интрузивные образования кислого и щелочно-сиалического состава развиты также и на Ангаро-Канской глыбе (Северинская вулканоплутоническая структура). Средние оценки радиогеохимического фона комплексов (см. табл. 1) показывают, что субщелочные магматиты Ангаро-Канского выступа отличаются повышенной примесью всех РАЭ. Среднепалеозойский формационный комплекс накладывается на архейские, протерозойские и каледонские складчатые сооружения. Формируемые ими структуры типа грабенов со субщелочными и щелочными магматитами и континентальными осадками вполне сопоставимы с образованиями эпиконтинентальных рифтов [Ножкин, Смагин, 1985].

Срединные массивы складчатых областей фанерозоя (Южный Памир, Восточная Тува). Юж-

ный Памир известен как регион с сиалическим профилем земной коры, мощность которой достигает 70—80 км [Литосфера..., 1982]. На этой территории наиболее древние, архейские, гнейсы и мигматиты залегают в основании видимого разреза Памиро-Нуристанского срединного массива, переработанного в альпийскую эпоху процессами тектономагматической активизации. С севера и северо-востока массив обрамляется терригенными и вулканогенно-карбонатными формациями палеозой-раннемезозойского эвгеосинклинального прогиба. В постинверсионный этап развития этого прогиба в связи с зоной сочленения Гунт-Аличурского и Южно-Памирского глубинных разломов, ограничивающих северный блок срединного массива, сформировался кызыл-рабатский (салангурский) вулканоплутонический комплекс существенно кислого состава, представленный фрагментами эродированных палеовулканов.

Радиогеохимические характеристики кристаллических образований Памиро-Нуристанского срединного массива (в пределах территории СССР) отличаются большим разнообразием особенно для гранитоидных пород, что связано с перераспределением радиоактивных элементов в процессе неоднократного тектонотермального воздействия и развития магматических очагов. Наши предварительные оценки средних содержаний (табл. 2; U — 3,5 и Th — 17,0) для этого массива близки к ранее приводимым данным для гранитогнейсового слоя Тянь-Шаня и Памира [Баратов, Могаровский, 1978]. Орогенные вулканиты кызыл-рабатского комплекса идентичны кристаллическому субстрату по концентрации Th (16,7) и содержат несколько больше U (4,5), что не противоречит представлениям об образовании кислых расплавов за счет архейского гранитно-метаморфического основания, вытекающим из анализа геолого-тектонической обстановки и данных о глубинном строении региона.

К докембрийским структурам типа срединных массивов относится также Сангилен в Юго-Восточной Туве, который окаймлен с севера и запада салаирскими складчатыми сооружениями. В истории его развития прослеживается определенная аналогия с Дербинским блоком Восточного Саяна. В разрезе докембрия выделяются три мощных структурно-вещественных подразделения: нижняя терригенная толща с подчиненной ролью вулканогенного материала основного состава, зонально-метаморфизованная в зеленосланцевой-амфиболитовой фации и относящаяся

Таблица 2

Оценки средних содержаний радиоактивных элементов ($n \cdot 10^{-4}$ %) в структурно-вещественных комплексах континентальной земной коры

Геоструктурная область	Кристаллический фундамент		Перекрывающие терригенные комплексы		Орогенные кислые вулканиты и гранитоиды		Тип фундамента
	U	Th	U	Th	U	Th	
Срединные массивы (Юго-Восточный Памир)	3,5	17,0	—	—	4,5	16,7	Сиалический
Выступы фундамента Сибирской платформы (Восточный Саян, Енисейский кряж)	0,9	2,9	1,8	7,9	—	—	Фемический
	1,2	9,3	2,6	8,9	3,8	22,0	Фемическо-сиалический
	1,8	19,0	2,9	15,8	4,0	20,5	Сиалический
Складчатые области (Горный Алтай, Кузнецкий Алатау, Западный Саян)	—	—	1,3	5,6	4,1	16,1	Фемическо-сиалический
Островные дуги (Камчатка)	0,4	1,1	1,2	2,8	2,0	3,7	Фемический
	1,9	6,2	1,3	4,0	2,6	4,7	Фемическо-сиалический

к нижнему протерозою, карбонатная толща мраморов с горизонтами гнейсов и кристаллических сланцев нижне-верхнепротерозойского возраста и карбонатно-терригенная верхнего протерозоя. Последняя в ряде мест перекрывается венд-нижнекембрийскими эффузивно-карбонатными дислоцированными осадками, выполняющими шовные прогибы и представляющими собой основания салаирид, заложенных на докембрийском фундаменте [Рогов, Никитчин, 1969].

Докембрийские эпохи гранитового магматизма выделены с некоторой долей условности [Рогов и др., 1978]. В раннем протерозое синхронно с завершающими стадиями прогрессивного метаморфизма формируется анатектит-мигматитовый комплекс (PR_1). Следствием продолжающейся эволюции гранитовых очагов явилось развитие нижне-среднепротерозойских параавтохтонных комплексов аляскитов, субщелочных лейкогранитов, граносиенитов и пегматитов (PR_{1-2}). К позднепротерозойскому времени относится обширная интрузия двуслюдяных гранитов и гранитоидов. Магматизм салаирской эпохи на Сангилене, помимо вулканогенных образований основного состава, представлен гранодиорит-плагиогранит-тоналитовым комплексом. Пространственно массивы комплекса повсеместно сопряжены с шовными прогибами салаирид. В каледонское время активизации зон глубинных разломов произошло внедрение сархойской гранитовой интрузии, массивы которой нацело сложены известково-щелочными и субщелочными биотитовыми и двуслюдяными гранитами, а основной областью ее развития явилась терригенная нижне-протерозойская толща гнейсов и кристаллических сланцев. Этому комплексу соответствует кутурчинский Восточного Саяна [Поляков и др., 1978]. Герцинская эпоха отразилась в активных блоковых перемещениях консолидированных структур и развитии гранитового субщелочного и щелочного магматизма, датируемого многими исследователями средним — верхним палеозоем.

Стратифицированные структурно-вещественные комплексы Сангилена отличаются по радиогеохимическим свойствам. Терригенные образования нижнего протерозоя в верхней наименее метаморфизованной части разреза содержат U — 0,7 и Th — 6,3. Нижние горизонты метаморфитов эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций, вскрывающиеся главным образом на западе нагорья, характеризуются низким содержанием U (0,4) и более высоким Th (9,4). Этому общему радиогеохимическому фону субстрата соответствуют количества U (0,3) и Th (8,4) в автохтонных гранитах. Среднее содержание U и Th в авто- и параавтохтонных гранитоидах нижнего — среднего протерозоя соответственно 0,3 и 9,2 (табл. 3). Верхнепротерозойские интрузивные граниты отличаются от более древних незначительно по Th (9,8) и резко по U (1,6). Перекрывающие метатерригенную толщу карбонатные отложения нижнего — верхнего протерозоя, включающие горизонты гнейсов и кристаллических сланцев, обладают низкой радиоактивностью со средним фоновым содержанием U (1,0) и Th (2,7). Радиогеохимические характеристики палеозойских гранитовых комплексов Сангилена рассматриваются совместно с салаирскими и каледоно-герцинскими гранитоидами геосинклинальных структур фанерозоя. Протерозойские метатерригенные карбонатные толщи Дербинского блока отличаются более высоким средним содержанием U (3,3) и Th (4.0). В пересекающих эти толщи лейкократовых и пегматоидных гранитах U — 2,9, Th — 10,5, K — 4,23, т. е. по уровню торие носности они сходны с протерозойскими гранитами Сангилена.

Складчатые области фанерозоя. В фанерозойском подвижном поясе к западу и юго-западу от байкалид неоднородность геохимической дифференцированности структурно-вещественных комплексов явилась следствием сложной эволюции геосинклинальных систем Алтае-Саянской области. По времени консолидации здесь выделяют салаирские, каледонские и герцинские структуры [Кузнецов, 1954].

Ранние стадии развития подвижного пояса относятся к байкальско-салаирской эпохе — к заложению и формированию эвгеосинклинальных

Таблица 3

Среднее содержание урана и тория ($n \cdot 10^{-4}$ %) в стратифицированных комплексах и гранитоидах палеозоя Алтае-Саянской складчатой области и докембрия срединного массива Сангилен (Восточная Тува)

Цикл тектоно-магматический	Гранитоидные и вмещающие стратифицированные комплексы	Горный Алтай, Салаир, Кузбасс, Приобье		Кузнецкий Алатау, Западный Саян, Западная Тува		Восточная Тува		В целом по региону	
		U	Th	U	Th	U	Th	U	Th
Герцинский	Гранит-лейкогранитовый, D — P	7,8	25,4	5,0	20,0	4,0	21,3	5,7	22,8
	Вулканогенно-терригенные, PZ_{2-3}	2,6	9,2	2,5	9,7	—	—	2,6	9,5
	Метатерригенные, PR_1	—	—	—	—	0,3	9,2	0,3	9,2
Салаиро-каледонский	Гранодиоритовый, S	1,4	7,7	1,8	7,4	—	—	1,5	7,6
	Терригенные, PZ_{1-2}	1,1	7,3	1,6	5,4	—	—	1,3	6,7
	Граниты сархойского комплекса, PZ_1	—	—	—	—	1,7	18,5	1,7	18,5
	Метатерригенные, PR_1	—	—	—	—	0,3	9,2	0,3	9,2
	Гранодиорит-диорит-тоналитовый, ϵ_{2-3} (батолиты пестрого состава)	1,4	7,3	2,1	6,4	0,9	4,3	2,0	6,3
	Терригенно-карбонатно-вулканогенные, R — PZ_1	0,8	4,8	1,1	5,2	0,9	3,4	1,0	5,1
Досалаирский	Граниты кыстарысского комплекса, PR_3	—	—	—	—	1,6	9,8	1,6	9,8
	Анатектиты, гнейсограниты, PR_{1-2}	—	—	—	—	0,3	9,2	0,3	9,2
	Метатерригенные, PR_1	—	—	—	—	0,4	9,4	0,4	9,4
	Карбонатный комплекс, PR_{1-2}	—	—	—	—	1,0	2,7	1,0	2,7

приразломных трогов, выполненных рифейско-среднекембрийскими вулканитами базальтового и риолит-базальтового состава в сочетании с терригенными осадками, и обширных областей шельфа, характеризующихся накоплением карбонатных и терригенно-карбонатных толщ. С инверсионной стадией зон салаирид связано становление синорогенной гранодиорит-плагиогранит-тоналитовой формации, включающей породы метасоматического и гибридного происхождения, возникшие при взаимодействии гранодиоритовой магмы с окружающими вулканитами и известняками рифея — кембрия [Пинус, 1961; Долгушин и др., 1971; и др.]. Различие в составе этой формации, ее металлогении и геохимии было вызвано геотектоническим положением плутонов и влиянием состава вмещающих толщ при гранитизации. Размещение этих гранитоидов происходило в основном на уровне стратифицированных образований рифея — нижнего кембрия, ограничивалось участками антиклинорных поднятий ложа салаирских зон и определялось гипабиссальными условиями возникновения магматических очагов. По своей природе большинство массивов параавтохтонно и формировалось невдалеке от места зарождения магмы [Кузнецов и др., 1971]. Образование последней могло происходить за счет плавления вулканогенных и осадочных пород более древних,

чем салаириды, комплексов фемического профиля. Этому тезису не противоречат геологические наблюдения, данные петрохимии и сложная сидеро-халько-оксифильная геохимическая и металлогеническая специализация магматитов (Fe, Cu, Au, Mo и др.). В структурно-вещественных комплексах салаирид чрезвычайно низким содержанием U и Th (0,9—1,2 и 2,7—2,8) характеризуются породы вулканогенных и карбонатных фаций, в терригенно-вулканогенных толщах оно составляет: U — 1,1 и Th — 5,2, а в целом для терригенно-карбонатно вулканогенных комплексов: U — 1,0 и Th — 5,1 (см. табл. 3). Низкая радиоактивность (U — 2,9 и Th — 6,3) установлена для гранитоидов, в том числе и для гранитов и гранит-порфиров поздних фаз становления массивов: U — 2,0 и Th — 8,6.

Кембрийские комплексы Восточного Саяна в наиболее типичном виде проявлены в Сисимо-Казырском синклинории, т. е. за пределами выступов платформы. В Манском прогибе этому возрастному уровню отвечают раннекембрийские карбонатные отложения и базальтоиды и связанные с ними диорит-диабаз-габбровые интрузии манского комплекса, для которых характерны следующие средние значения: U — 0,7; Th — 2,0; K — 0,88. Позднекембрийская — силурийская эпоха характеризует в этом регионе позднюю орогенную стадию развития салаирид, когда происходили заложение серии мелких прогибов, выполненных молассоидными отложениями позднего кембрия — ордовика, и внедрение двуполевошпатовых лейкократовых гранитов (кутурчинский, беллыкский комплексы). Гранитоиды такого состава развиты не только в структурах салаирид, но и в выступах фундамента Сибирской платформы (Канском, Бирюсинском), а также Дербинском антиклинории. Лейкократовые граниты этих структур отличаются повышенными щелочностью и содержанием РАЭ: U — 3,8; Th — 22,2; K — 4,27 (см. табл. 1).

К каледонским геосинклинальным складчатым зонам относятся интрагеосинклинальные прогибы «сквозного» развития на протяжении салаирской и каледонской эпох, претерпевшие в большинстве случаев консолидацию в нижне-верхнесилурийское время — Западно-Саянская, Шапшальско-Чулышманская, Холзунско-Чуйская. Они выполнены песчано-сланцевыми осадками, образующими мощный терригенный внутригеосинклинальный комплекс. В отличие от салаирской эпохи инициальный базитовый магматизм ранних стадий каледонид выражен слабо. Начало инверсии (силур) ознаменовалось мощной вспышкой корового магматизма и формированием синорогенных гранит-гранодиоритовых батолитов в структурах «сквозного» развития, испытавших значительное погружение. Плутоны сопровождаются явлениями прогрессивного метаморфизма, гранитизации и магматического замещения, унаследуют состав вмещающих толщ. Распространены и заметно перемещенные тела. К синорогенной отнесена формация автохтонных гранитов и мигматитов зональных метаморфических комплексов [Митропольский и др., 1967; Долгушин и др., 1971; Мельгунов и др., 1983; и др.]. Гранитоидам свойственны убогие ореолы редкометалльной минерализации. Содержания радиоактивных элементов низкие: U — 1,5 и Th — 7,6 в гранитоидах, U — 1,3 и Th — 6,7 во вмещающих массивы осадочных породах (см. табл. 3). Каледонские гранитовые комплексы Восточного Саяна (кутурчинский) и Сангилена (сархойский) характеризуются высокой радиоактивностью (U — 3,8 и 1,7; Th — 22,2 и 18,5) в отличие от синорогенных магматитов геосинклинальных зон фанерозоя и окружающих пород докембрийского фундамента (U — 1,2 и 0,3; Th — 9,3—9,2). Эти граниты несут редкометалльную геохимическую нагрузку (Mo, W и др.), в Восточном Саяне с ними связаны проявления Cu, Au, Fe.

К поздней (верхний силур) фазе инверсионной стадии каледонид некоторые исследователи [Антонов и др., 1978] относят последующее внедрение гранитовой интрузии джойского, байтайгинского и других комплексов Западного Саяна. Н. В. Рогов и др. [1978] считают эту фор-

мацию постинверсионной, а время образования — раннегерцинским. Этой же датировке отвечают комплексы граносиенит-гранитовый Восточной Тувы и гранит-лейкогранит-сиенитовый Восточного Саяна [Ящук, 1978]. Мы придерживаемся последней точки зрения.

Герцинский этап отличался значительным глыбовым движением, активным субаквальным и субаэральным вулканизмом, морским и лагуно-озерным режимом осадконакопления. Районы распространения отложений герцинского этапа были значительно шире, чем это фрагментарно представлено на современной поверхности [Ковалев, 1980]. Фундаментом герцинского стратифицированного разреза служили каледонские и более древние, включая докембрийские, консолидированные складчатые структуры. Вулканизм представлен базальтовой и порфировой формациями собственно эффузивными и субвулканическими фациями. Повсеместно порфировая формация предшествовала появлению посторогенного интрузивного гранитового магматизма.

Терригенные фации девон-пермского возраста содержат U — 1,5—2,0 и Th — 7,2—9,5. В сланцах с органикой и значительной примесью кислого пирокластического материала средняя концентрация U и Th достигает 3,5 и 11,1. Эффузивы кислого состава по довольно высокому содержанию Th (15,2—16,6) и U (2,1—5,0) во всех проявлениях удивительно однообразны и по этому признаку заметно выделяются среди более древних палеозойских магматитов. Аномальная радиоактивность (3,7—5,4 — U и 24,5—27,9 — Th) устанавливается в трахилипаритах, которые в разрезе вулканитов девона встречаются реже и наиболее характерны для Северо-Минусинского прогиба и Агульской депрессии Восточного Саяна. По содержанию урана и тория породы кислого состава субвулканических фаций полностью соответствуют ассоциирующим эффузивным аналогам (в гранит-порфирах U — 2,8—4,4; Th — 15,5—20,7).

Посторогенный гранитовый магматизм проявился не только в пределах герцинских структур; он широко представлен в активизированных разломах, поражающих салаиро-каледонские и более древние сооружения фундамента. Становление гранитовых комплексов было связано с различными стадиями тектогенеза. Ареалы гранитов девонского возраста развиты в докембрийских выступах фундамента и особенно в сопредельных с ними районах Восточной Тувы и Восточного Саяна, в Западном Саяне, Шапшальско-Чулышманской зоне и в др. Однако среди этих гранитов все чаще выделяются позднепалеозойские комплексы. Ареалом карбон-пермского магматизма являются структурно-вещественные зоны Горного Алтая, непосредственно примыкающего к собственно герцинской Обь-Зайсанской геосинклинали. Герцинским гранитам свойственна редкометалльная специфика и особенно контрастно ею отличаются породы интрузии карбон-пермского возраста. Последние в целом и определяют металлогению редких элементов региона. Граниты девонской интрузии геосинклинальных зон фанерозоя содержат Th — 12,2—16,6 (среднее 15,7); U — 1,6—4,4 (среднее 3,4). Эти величины аналогичны таковым для эффузивных и субвулканических пород кислого состава. Исключением являются девонские граниты Восточного Саяна и Сангилена, прорывающие непосредственно докембрийский кристаллический фундамент,— в комплексах Восточного Саяна они содержат U — 2,7—6,8 (среднее 3,4); Th — 15,5—29,0 (среднее 19,6), а в гранитах Восточной Тувы в среднем U — 4,0 и Th — 23,8. Граниты карбон-пермского возраста резко выделяются по содержанию U (3,0—18,1, среднее 6,6) и Th (16,2—57,3, среднее 29,8). Средние ориентировочные оценки по всем изученным массивам герцинских гранитов составляют: U — 5,7; Th — 22,8 (см. табл. 3).

Данные по распределению U и Th в породах геосинклинальных отложений фанерозоя указывают на постепенное накопление РАЭ от древних образований к более молодым [Митропольский, Мельгунов, 1974, 1975]. При этой резкой радиогеохимической контрастности в разновозрастных толщах мы не наблюдаем, за исключением низкого первичного

фона радиоактивности в вулканогенных и карбонатных формациях верхнего рифея — нижнего палеозоя. В этом же направлении возрастает доля терригенной составляющей, которая в основном и определяет уровень сиаличности геосинклинальных отложений и их радиогеохимические свойства. Слабая тенденция увеличения сиаличности осадочных толщ вызвана преимущественным влиянием местных источников сноса. Повышение сиаличности фанерозойских структурно-вещественных комплексов в значительной мере зависело и от проявлений корового магматизма. В его развитии прослеживаются повышение кислотности и щелочности пород главных фаз кристаллизации, увеличение содержания РАЭ и других сиалических оксифилов, что привело к изменению геохимической и металлогенической специфики гранитоидных комплексов от существенно фемического профиля (рифей — нижний палеозой) до ярко выраженного редкометалльно-сиалического (поздний палеозой).

Островодужные системы тихоокеанской окраины Евро-Азиатского континента рассматриваются как области проявлений фемических и сиалическо-фемических тенденций развития земной коры. В пределах Камчатки ее мощность 30—40 км для большей части территории; на восточной окраине полуострова она резко сокращается до 22—28 км [Белеста и др., 1977]. На современном эрозионном уровне наиболее древние, докембрийские и палеозой-раннемезозойские, образования отмечаются как пространственно разобщенные выступы фундамента мезокайнозойских накоплений. Докембрийские комплексы представлены преимущественно кислыми метаморфическими образованиями — биотитовыми, биотит-гранатовыми, реже биотит-амфиболовыми гнейсами и мигматитами с кианитом, силлиманитом и кордиеритом в западной части полуострова и преимущественно меланократовыми породами — амфиболитами, пироксен-амфиболовыми гнейсами и метавулканитами к востоку от Центрально-Камчатской депрессии. В соответствии с химическим составом западная и восточная зоны заметно различаются по средней концентрации РАЭ в породах фундамента (табл. 4). Перекрывающие докембрийские кристаллические образования палеозой-раннемезозойские вулканогенно-терригенные комплексы, которые сохраняют фрагментарно характер покровных отложений (пологое залегание и относительно небольшую мощность при значительном временном интервале накопления), существенно переработаны в процессе развития в мезозое термально-купольных структур. В результате этого палеозойские отложения оказались зонально метаморфизованными до уровня эпидот-амфиболитовой фации, а по-

Таблица 4

Предварительные оценки средних содержаний U, Th, ($n \cdot 10^{-4}$ %), K (мас. %) в главных слоях наблюдаемого разреза земной коры п-ова Камчатка

Комплекс	Западная Камчатка			Восточная Камчатка		
	U	Th	K	U	Th	K
Орогенный (островная дуга), KZ(P_3 — Q)	1,8	3,2	2,08	1,3	2,2	1,51
Геосинклинальный (периокеанический пояс), MZ(K_1 — K_2); чередование терригенных и вулканических формаций	1,15	3,5	1,55	0,95	2,3	1,10
Догеосинклинальный (плитный), PZ — MZ; терригенные и вулканогенные образования зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма	1,5	4,4	1,50	1,4	3,0	1,0
Фундамент, AR — PR; гнейсы и амфиболиты в различных соотношениях, мигматиты, автохтонные граниты	1,9	6,2	2,0	0,4	1,1	0,7

роды фундамента претерпели регрессивный метаморфизм. По содержанию РАЭ палеозой-раннемезозойские метавулканиты сопоставимы с траппами древних платформ, терригенные образования близки к докембрийским сиалическим гнейсам [Пузанков и др., 1977].

В позднем мелу ранее существовавшие в пределах Камчатки структурные элементы были преобразованы в связи с развитием Восточно-Камчатского эвгеосинклинального прогиба. Выполняющие его осадочно-вулканические ассоциации разнообразны по радиогеохимическим характеристикам; например, базальты из различных частей разреза позднемеловых отложений содержат Th от $< 0{,}2$ до 10,0; таким образом, эвгеосинклинальные отложения включают как «океанические», так и «континентальные» классы вулканических образований. Существенно вулканомиктовый характер терригенных отложений, наряду с преобладанием низкорадиоактивных вулканитов, предопределили невысокие средние концентрации РАЭ в геосинклинальных комплексах (см. табл. 4).

Кайнозойские островодужные вулканические центры формируют субпараллельные кулисообразно располагающиеся цепи, объединяемые в Центрально- и Восточно-Камчатский вулканические пояса. Продукты вулканизма относятся к базальт-андезит-базальтовой, базальт-андезитовой, андезит-риолитовой ассоциациям различной щелочности, глиноземистости и магнезиальности. Скоррелированные с концентрацией K средние содержания U и Th варьируют в широком диапазоне (0,4—4,2 и 0,7—9,3 соответственно) и в пространственном отношении формируют радиогеохимическую зональность, отражающую закономерности распределения на территории Камчатки вулканитов различного петрохимического состава [Пузанков, 1983, 1984]. Вместе с тем средний уровень накопления РАЭ в продуктах вулканизма повышается в районах, где обнаруживается гранитогнейсовое основание [Пузанков, 1978]. К этим участкам тяготеют и проявления редкометалльной минерализации, представляющие неожиданное явление для Камчатки, с ее ртутным, золото-серебряным, полиметаллическим, медным, медно-молибденовым, медно-никелевым, а в восточных районах — медно-колчеданным, хромитовым оруденением. Выравненный характер распределения U и Th между породами Центрально- и Восточно-Камчатского вулканического поясов при резком различии средних содержаний в комплексах фундамента не позволяет допускать прямую связь продуктов кислого вулканизма с наблюдаемыми кристаллическими образованиями фундамента. Унаследование кислыми вулканитами радиогеохимических признаков метаморфического субстрата отражает неодинаковый ход эволюции мантийно-корового вещества для различных структур переходной зоны между континентами и океаном.

ОБ УНАСЛЕДОВАНИИ ТЕРРИГЕННЫМИ КОМПЛЕКСАМИ И КИСЛЫМИ МАГМАТИТАМИ РАДИОГЕОХИМИЧЕСКИХ СВОЙСТВ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА И О ГЕОХИМИЧЕСКОЙ СВЯЗИ ГРАНИТОИДОВ И ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

Характерным аспектом геохимической связи формационных комплексов является унаследование терригенными толщами, кислыми вулканитами и гранитоидами геохимических свойств кристаллического фундамента. Эта особенность наглядно иллюстрируется (см. табл. 2) на примере сиалических и фемическо-сиалических блоков фундамента Сибирской платформы, где содержание Th в терригенных породах находится в прямой зависимости от ториеносности подстилающего метаморфического основания. Аналогичная тенденция усматривается и для менее ториеносных комплексов Камчатки. Содержание Th в сиалических и в меньшей мере фемическо-сиалических зонах коры снижается в перекрывающих толщах,

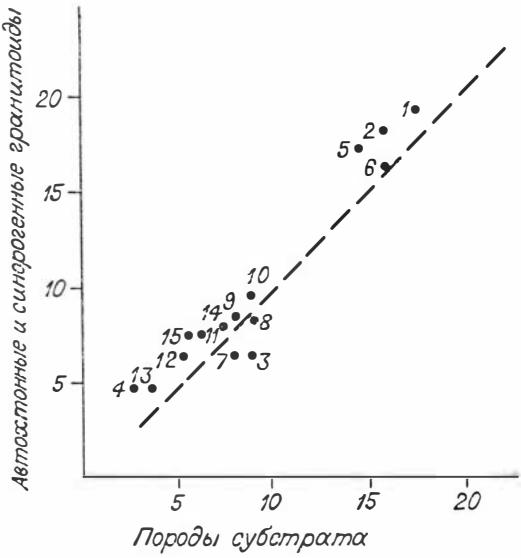


Рис. 1. Характер зависимости содержаний тория ($n \cdot 10^{-4}$ %) в автохтонных и синорогенных гранитоидах и в породах субстрата — вмещающих стратифицированных комплексах.

1 — мигматит-граниты енисейского и *2* — бирюсинского архейских гнейсовых комплексов; *3, 4* — плагиогранитоиды соответственно караганского и юксеевского комплексов раннедокембрийских зеленокаменных поясов; *5, 6* — синорогенные верхнепротерозойские гранитоиды: *5* — гранитогнейсы тейского и *6* — калий-натриевые граниты татарско-аяхтинского комплексов; *7—10* — автохтонные плагиограниты: *7* — южно-чуйского, *8* — бугузунского, *9* — чулышманского и *10* — сангиленского (мугурская свита PR_1) метаморфических комплексов; *11—13* — нижнепалеозойские (салаирские) комплексы гранитоидов пестрых батолитов: *11* — Горного Алтая, *12* — Кузнецкого Алатау и Западного Саяна, *13* — Восточной Тувы; *14, 15* — синорогенные каледонские гранитоидные комплексы соответственно Горного Алтая, Западного Саяна.

а в фемических остается примерно на том же уровне или возрастает за счет дополнительного поступления геохимически зрелых сиалических масс. Что касается U, то концентрация его в силу тесной геохимической связи с глинистым и углеродистым веществом, как правило, всегда возрастает в перекрывающих осадках относительного кристаллического фундамента, обычно обедненного им в процессе метаморфизма. В разрезе геосинклинальных стратифицированных толщ фанерозоя, по существу, нет осадочных образований, которые бы унаследовали повышенную радиоактивность и химический состав сиалических блоков раннего докембрия. Вещественный состав терригенных комплексов формировался за счет фемического и фемическо-сиалического материала (типа верхнепротерозойских теректинской, джебашской толщ), а в последующем — местных источников (размыва консолидированных палеозойских сооружений с пониженным радиогеохимическим фоном). Общий невысокий уровень радиоактивности нижнепалеозойских структурно-вещественных комплексов, слабая их геохимическая дифференцированность подтверждают эти представления об условиях осадконакопления в эволюции палеозойской геосинклинали.

Унаследованность химизма субстрата хорошо прослеживается в синорогенных автохтонных или слабо перемещенных гранитоидах (рис. 1). Начиная с чарнокит-гранулитового комплекса (ранний архей), завершившегося образованием ортоклазовых гранитов, и далее к мигматит-гнейсовому — с мигматит-гранитовыми плутонами, устойчивая закономерность соответствия радиоактивности (и особенно ториеносности пород исходного субстрата) и сформированных за счет них гранитоидов прослеживается в раннедокембрийских комплексах зеленокаменных поясов с плагиомигматит-плагиогранитовыми, тоналит-плагиогранитовыми преимущественно синкинематическими парааутохтонными интрузиями (см. табл. 1, 3). За исключением плагиомигматитов и анатектитов венитового типа — корневой фации массового гранитообразования в условиях амфиболитовой фации (наиболее вероятный, по нашим представлениям, уровень глубинности развития «серых» гнейсов), вторично истощенной U и Th, величина ториеносности в архейских ортоклазовых гранитах и более поздних артеритовых мигматитах и мигматит-гранитах находится в зависимости от ториеносности исходных соответственно чарнокит-гранулитового и мигматит-гнейсового комплексов. Низко радиоактивные плагиогранитоиды зеленокаменных поясов фемического типа унаследуют геохимические свойства примитивных по составу кислых магм, связанных с базитами (Приенисейский пояс), или автохтонных и слабо перемещен-

ных плагиомигматит-плагиогранитовых выплавок (Канский пояс) [Ножкин, 1985а].

Аналогичные геохимические связи гранитоидов и вмещающих пород выявляются и для синорогенных верхнепротерозойских гранитоидов: автохтонных гранитогнейсов Тейского и ряда других куполов и слабо перемещенных калий-натриевых гарнитоидов татарско-аяхтинского комплекса в Енисейском кряже; каледонских автохтонных плагиогранитов южно-чуйского, бугузунского, чулышманского и сангиленского метаморфических комплексов и нижнепалеозойских (салаирских) гранитоидов пестрого состава Алтае-Саянской области. В целом устанавливается прямая зависимость средних значений ториеносности комплексов этих гранитоидов от пород субстрата (см. рис. 1).

Унаследование гранитоидами состава и геохимических свойств исходных вмещающих пород, на что неоднократно обращал внимание Ф. Н. Шахов [1966], существенно влияет и на металлогеническую специализацию. Например, средне-верхнекембрийские гранодиорит-плагиогранит-тоналитовые комплексы батолитов пестрого состава меняют свою металлогеническую специфику в зависимости от приуроченности к вулканогенным формациям основного состава (Fe—Au—Cu) или вулканогенно-карбонатно-терригенным образованиям (Fe—Au—W—Mo). При этом устанавливается полная аналогия в среднем содержании РАЭ в гранитоидах и породах субстрата. Та же закономерность радиогеохимического соответствия выявлена для гранит-гранодиоритовой формации, возникшей в период каледонской инверсии, и для вмещающих пород нижнего — среднего палеозоя. Эти гранитоиды несут убогую минерализацию редких (W, Sn) и халькофильных элементов.

Значит, унаследованность рудно-геохимических и металлогенических свойств субстрата — универсальная черта синорогенных и автохтонных гранитоидов, отражающая, с одной стороны, сравнительно небольшие глубины зарождения магматических очагов, ограниченные, по существу, геосинклинальными толщами, вовлеченными в процесс инверсии, а с другой — более глубинные, абиссальные условия автохтонного гранитообразования в условиях амфиболитовой фации в комплексах активизированного кристаллического фундамента, охваченного орогенией.

В качестве одной из важнейших геохимических характеристик фактора унаследованности предлагается коэффициент соответствия (K_c), отражающий отношения среднего содержания элемента в гранитоидах, к таковому во вмещающих породах (субстрате). В идеальном случае он равен 1. Для тория в метатерригенных комплексах, включающих автохтонные гранитоидные ассоциации, коэффициент соответствия имеет значение 0,75—1,1, в синорогенных комплексах салаирид и каледонид — 1,0—1,3; большие его колебания (0,5—2,1) устанавливаются в зонах зеленокаменных поясов и эвгеосинклинальных трогов, где вмещающие гранитоиды толщи имеют существенно фемический состав. Отклонение коэффициента в сторону большего значения ($K_c > 1$) вызвано особенностями распределения тория в связи с кристаллизационной дифференциацией магмы или отражает парааутохтонную природу гранитоидов, т. е. иную, чем окружающий субстрат, среду магмообразования, вовлеченную в ороген. Значение $K_c < 1$ может указывать на метаморфогенную или ультраметаморфогенную (анатектическую) природу гранитоидов, на условия, при которых Th приобретает подвижность и мигрирует в первом случае в экзоконтактовую область лейкосом, а во втором — на более высокие уровни мигматит-плутонов. Низкое значение коэффициента соответствия характерно для сегрегационных мигматит-пегматоидных и гнейсогранитовых ассоциаций, анатектит-мигматитов и корневых зон мигматит-гранитов.

Все это свидетельствует о том, что в разных типах гранитоидов и в разных массивах региона одного комплекса среднее содержание Th варьирует в более широких пределах, чем во вмещающих стратифици-

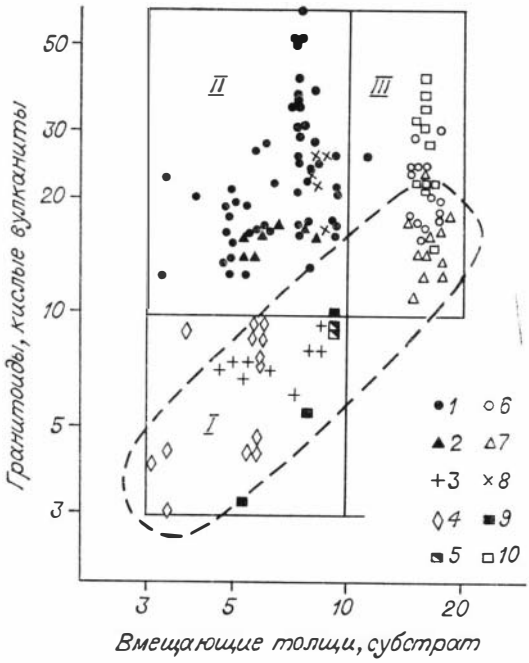


Рис. 2. Соотношение среднего содержания тория ($n \cdot 10^{-4}$ %) в гранитоидных массивах, кислых вулканитах и во вмещающих толщах, исходном субстрате.

1—5 — Алтае-Саянская складчатая область: *1* — гранитовые посторогенные интрузии средне-позднепалеозойских комплексов, *2* — вулканические среднепалеозойские комплексы пород кислого, субщелочного и щелочного состава, *3* — гранитоидные синорогенные комплексы среднего палеозоя, *4* — гранитоидные синорогенные комплексы нижнего палеозоя, *5* — гранитоиды докембрийских комплексов срединного массива Сангилен (Восточная Тува); *6—10* — докембрийские выступы Восточного Саяна: *6* — гранитовые посторогенные интрузии средне-позднепалеозойских комплексов, *7* — вулканические среднепалеозойские комплексы пород кислого, субщелочного и щелочного состава, *8* — гранитоидные посторогенные комплексы нижнего — среднего палеозоя, *9* — гранитоидные раннедокембрийские комплексы зеленокаменных поясов, *10* — гранитоиды раннедокембрийских сиалических блоков. Сплошной линией ограничены области распространения: *I* — докембрийских и нижнепалеозойских синорогенных гранитоидов среди вмещающих фемических и фемическо-сиалических структурно-вещественных поясов докембрия и нижнего палеозоя Восточного Саяна и Алтае-Саянской складчатой области; *II* — средне-позднепалеозойских посторогенных магматических комплексов среди палеозойских стратифицированных толщ Алтае-Саянской складчатой области и нижнепалеозойских гранитоидов в пределах раннедокембрийских троговых зеленокаменных зон Канской глыбы; *III* — нижнепротерозойских и герцинских посторогенных кислых магматических пород в пределах раннедокембрийских гнейсовых комплексов Бирюсинской глыбы. Штриховой линией ограничена область соответствия содержания тория в гранитоидах, кислых вулканитах и во вмещающих толщах или исходном субстрате.

рованных образованиях. Выделяются совершенно обособленные поля его концентрации, свойственные определенным формациям (рис. 2). Нижнее поле (*I*) принадлежит синорогенным гранитоидным комплексам нижнего палеозоя Алтае-Саянской области и гранитоидам раннего докембрия троговых структур Восточного Саяна. Наиболее компактно по содержанию Th группируются каледонские синорогенные комплексы (K_c = 0,8—1,4). Здесь явно прослеживается влияние пород с выдержанным химическим составом и однородным фоном радиоактивности, присущим флишоидным осадкам верхнего кембрия — ордовика. Больший разброс в содержаниях Th отличает гранитоиды пестрого состава салаирид с вмещающими их вулканитами основного состава и карбонатными породами. Это может быть вызвано вовлечением в выплавки локальных масс терригенного материала, влиянием процессов кристаллизационной и эманационной дифференциации, а также возможным привносом Th, растворами, участвующими в контаминации и метасоматозе.

Поле *II* включает в основном средне-верхнепалеозойские (герцинские) интрузии и предшествующие им эффузивы кислого состава Алтае-Саянской складчатой области, а также каледонские ториеносные гранитовые интрузии (кутурчинский, белыкский комплексы) Восточного Саяна и Сангилена юго-востока Тувы (сархойский комплекс). Не исключено, что каледонские интрузии такого состава распространены более широко — за пределами докембрийских блоков, в частности, в салаирских структурно-формационных зонах (сархойский комплекс Восточной Тувы), однако вследствие конвергентности состава они могут рассматриваться совместно с герцинскими гранитоидами. Для всех этих ториеносных гранитовых комплексов выявляется резкое несоответствие содержаний Th в кислых магматитах (12—60) с таковым в породах рамы (3—10). Концентрация Th в гранитах и вулканитах заметно меняется в зависимости от приуроченности к тем или иным структурно-формационным зонам или геоблокам этой области. Нижняя часть поля гранитов характеризует

вариации содержаний Th (от 12,0—18,0) в девонских комплексах, размещенных главным образом в каледонских структурах унаследованных миогеосинклинальных прогибов — Западный Саян, центральные, наиболее прогнутые участки Ануйско-Чуйского синклинория. Средняя часть поля с более высоким содержанием Th (16—32) характеризует интрузивные граниты того же возраста срединных массивов Тувы (Сангилен) и консолидированных нижнепалеозойских складчатых сооружений, обрамляющих по периферии унаследованные глубоководные прогибы и выступы фундамента (Восточная Тува, Предсаянье). Можно думать, что эти вариации в однотипных и близких по составу кислых магматитах отражают геохимическую неоднородность исходного погруженного кристаллического сиалического субстрата, за счет которого формировались магмы кислого состава. Для позднепалеозойских гранитовых комплексов концентрация Th еще выше (верхняя часть поля *II*) и достигает в отдельных массивах 60—70 г/т (Горный Алтай, Западная, Восточная и Центральная Тува). Появление аномальной фоновой ториеносности связано в основном с условиями становления массивов, их повышенной щелочности, проявлениями ярко выраженных процессов кристаллизационной и эманационной дифференциации и как следствие — обогащением редкими и радиоактивными элементами купольных частей плутонов и т. д. Важно отметить, что подобные повышенные содержания не выявлены ни для одного из гранитоидных массивов салаирской или каледонской эпох в пределах фанерозойской Алтае-Саянской области. В литературе [Никольская, Трофимов, 1963; Зайцев, 1963; Митропольский, 1972; Антонов и др., 1978] неоднозначно рассматривался вопрос о взаимоотношении каледонской и герцинской посторогенной гранитовой интрузий, тем не менее герцинский магматизм, проявлявшийся в условиях блоковой тектоники в консолидированных структурах различного возраста и состава, резко отличается от более древних салаиро-каледонских гранитоидов относительно высокой концентрацией U и Th и в этом качестве не находит себе аналогов среди вмещающих пород фанерозоя (за исключением девонских вулканических пород кислого состава). С последними герцинские гранитоиды геохимически довольно тесно связаны, по уровню радиоактивности они или полностью соответствуют вулканитам или их перекрывают (K_c = = 1,0—1,7) вследствие проявленных в интрузиях процессов дифференциации. Если в качестве вмещающей граниты среды рассматривать не герцинский вулканогенно-терригенный комплекс, а более древние стратифицированные образования салаирско-каледонского этажа, характеризующегося пониженным фоном радиоактивности, то коэффициент соответствия (3,5—8,3) отразит весьма высокую контрастность радиогеохимических свойств гранитоидов по отношению к породам рамы.

В сиалических блоках докембрия Южно-Енисейского кряжа и Восточного Саяна граниты и кислые эффузивы раннего докембрия и палеозоя характеризуются одними и теми же пределами повышенных (12—42) содержаний тория (вариационное поле *III*), свидетельствующими об общих, близких по составу источниках магмообразования. Для автохтонных и слабо перемещенных гнейсогранитов и гранитов нижнего протерозоя (таракский, саянский комплексы и др.) исходным субстратом являются гранулиты и гнейсы канской, енисейской, бирюсинской серий с идентичными по отношению к автохтонным разновидностям гранитоидов содержаниями Th. Судя по условиям размещения, составу и радиогеохимическим признакам кислых изверженных пород за счет этого же сиалического субстрата повышенной ториеносности формировались каледонские (кутурчинский, белыкский комплексы), герцинские граниты и кислые вулканиты Северинской структуры в Южно-Енисейском кряже, Агульского прогиба в пределах Бирюсинского выступа, Северо-Минусинской впадины и Канской глыбы в северных районах Восточного Саяна с выходящим на поверхность или частично погруженным сиалическим кристаллическим фундаментом. В общем плане характер унаследован-

ности кислыми магматитами, и в частности, гранитами как внедренными, так и автохтонными радиогеохимических свойств сиалического субстрата в пределах древних выступов фундамента проявлен вполне определенно и может служить убедительным критерием при геохимических сопоставлениях. С этой позиции обращает на себя внимание прежде всего полная аналогия радиогеохимических свойств герцинских гранитов и кислых вулканитов в структурно-вещественных комплексах палеозойской складчатой области и кислых магматитов аналогичного состава и возраста в Восточном Саяне и Енисейском кряже, распространение которых ограничивается сиалическими блоками основания. Повышенная радиоактивность (ториеносность) герцинского кислого изверженного вещества, сопоставимая только с раннеархейскими гранулито-гнейсовыми комплексами выступов фундамента Сибирской платформы, наряду с другими геологическими признаками позволяет с иных позиций подойти к вопросу об источнике этих кислых магматических масс и природе кристаллического основания подвижной области, чем это представлялось ранее.

О ПРИРОДЕ ФУНДАМЕНТА АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ПОДВИЖНОЙ ОБЛАСТИ И ОСОБОЙ РОЛИ ГЕРЦИНСКОГО МАГМАТИЗМА В МЕТАЛЛОГЕНИИ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

Представления о мощности, составе и строении земной коры складчато-глыбового обрамления юга Сибирской платформы не однажды менялись вслед за пересмотром или обновлением основополагающих концепций развития планеты в целом, формирования литосферы континентов и океанов, эволюции главнейших ее звеньев. В этих представлениях по-разному выглядели конструктивная и деструктивная тенденции геодинамического процесса, различно освещалась и трактовалась геологическая история одних и тех же регионов.

Первоначально соображения о составе глубоких горизонтов эпигеосинклинальных складчатых областей и зон Центрально-Азиатской тектономагматической системы восходят к гипотезе исходно расплавленной земли, которая по мере остывания покрывалась сплошной или прерывистой гранитогнейсовой оторочкой. Так, П. С. Паллас все граниты и гнейсы кристаллических щитов и орогенов принимал за первозданные образования, а развитые здесь песчаники, сланцы и известняки считал «прислоненными» к ним. В значительной степени под давлением этих первых примитивных представлений И. Д. Черский воспринял громадную, составленную Байкальской и Саянской складчатыми областями [Борисяк, 1923], дугу, высившуюся над плато Иркутского амфитеатра (названного им палеозойским морем), «древним теменем Азии». В сменившей ее гипотезе аккреции холодного метеоритного вещества (40-е годы) также допускается прото- и дейтерогенное появление на планетах земного типа сплошных сиалических оболочек, позднее затопляемых базальтами.

Вслед за повсеместным обнаружением активных контактов гранитоидов с палеозойскими и мезозойскими морскими и континентальными отложениями среди геологов окончательно утверждается взгляд Л. Делопе о геосинклинальной природе обрамления платформы. Наблюдая геосинклинальные мощности палеозойских осадков даже на периферических частях платформы, исследователи соглашались признавать в пределах подвижного пояса крупноамплитудные вертикальные перемещения хрупкого гранитогнейсового основания, погребавшегося под более молодыми лавами и осадками. А. Н. Чураков, например, предполагал в фундаменте межгорных впадин наличие байкалид. Не будучи в состоянии отрицать тихоокеанский и герцинский тектономагматизм в пределах Монголо-Охотского пояса, он приложил большие усилия к утверждению протерозойского возраста главнейших формаций Кузнецкого Алатау и

Восточного Саяна. Его противникам (А. С. Эдельштейну, А. Г. Вологдину и др., поддержанным А. Д. Архангельским и Н. С. Шатским) удалось в конце концов отстоять компромиссную точку зрения в пользу каледонского возраста большинства структур восточной части Алтае-Саянской области, окружающих сооружения байкальского времени.

Понимание полезности для познания глубинного строения недр геофизических данных после работ Б. Гутенберга, Ф. Берча, М. Юинга и Ф. Пресса повысило интерес геологов к различным интерпретациям выявляемых в литосфере сейсмических разделов и поверхностей отражения, к объяснению гравитационных и тепловых полей и т. п. Со временем на этой базе утвердились представления о существовании двух принципиально различных кор — маломощной океанической (базальтовой) и мощной континентальной (гранитовой вверху и базальтовой внизу). Все большее признание стал завоевывать взгляд о превращении первично-мафической или переходной коры (вдоль активных окраин древних кратонов) в кору сиалического типа. Согласно нуклеарно-аккреционной гипотезе, вытекавшей из таких представлений, в средиземной акватории Палеотетиса в ходе байкальского, каледонского и герцинского циклов тектогенеза к югу от Сибирской платформы шло наращивание все более молодой континентальной коры. Определялся механизм этапного причленения к платформе собранного в складки, консолидированного в ходе метаморфизма и гранитизации вновь сформированного этажа геосинклинальных осадков. Правда, из таких представлений ничего нельзя было сказать о ширине зон литосферы, вовлекавшихся в последовательные циклы тектогенеза (в Центральной Европе они представлялись во много раз значительнее, чем в Центральной Азии). Гранитно-метаморфические массы среди слабо метаморфизованных образований палеозоя одними стали рассматриваться как «зародыши» древней протокоры, постепенно обросшие геосинклинальными отложениями, а другими — как фрагменты ломавшегося по периферии кристаллического щита. В. А. Кузнецов [1954] обосновывал выходы выступов докембрия в Алтае-Саянской области по системам глубинных разломов байкальского и каледонского заложения. Тем не менее всегда находились геологи, воспринимавшие гранитно-метаморфические массы как участки метаморфизма и «сиализации» самих отложений подвижных поясов с неравномерным проявлением напряжений масс и теплопотоков.

Указанные представления плохо вязались с геофизическими «свидетельствами» двух- или трехслойного строения континентальной земной коры. Н. Л. Добрецов [1980] предполагал циклическое и полициклическое расслоение ранней андезитовой коры на гранитогнейсовый и гранулит-базитовый слои. По современным сейсмическим данным каледонская и герцинская кора Центрально-Азиатского пояса варьирует от 42 до 55 км (при мощности «гранитного» слоя от 10 до 30, а «базальтового» от 30 до 50 км). С. В. Крылов с соавторами устанавливают наличие гранитного слоя и под межгорными прогибами. В. С. Сурков отмечает минимальную мощность коры под прогибами и максимальную — под поднятиями (до 60 км).

Исследователи полагают, что граница коры и мантии подвижна вследствие преобразования базальтов и габбро в эклогиты. Прогибание поверхности они связывают с эклогитизацией базальтов, а поднятие — с разуплотнением верхнемантийных субстратов.

Таким образом, налицо множественность подходов к определению состава и строения земной коры и к трактовке геолого-геохимических и геофизических данных, привлекаемых для решения проблемы геодинамического развития земного шара. С тех пор как было отброшено представление о появлении сплошной сиалической протокоры еще на догеологической стадии формирования Земли, длительное время думали, что источником кислых изверженных пород служило или вещество самой мантии или продукты эндо- и экзогенного преобразования базальтов,

заполнявших геосинклинальные троги. Сейчас взгляд о существовании непрерывных сиалических протогеосфер возрождается на основе обсуждения космогеохимических данных [Барсуков, 1982; Рудник, Соботович, 1984; Сурков, 1985]. Обсуждая масштаб проявления и генезис варисцийского гранитного магматизма Казахстана, Г. Л. Добрецов [Варисский гранитоидный магматизм..., 1985] принимает неоспоримым положение, что кислый магматизм в таких формах становится возможным только в случае наличия континентальной коры. Подкоровые источники гранитного вещества не могут обеспечивать наблюдаемые объемы кислой магмы.

В настоящее время между сторонниками тектоники плит и тектономагматизма геосинклиналей продолжаются споры по всем позициям. Одни специалисты видят Центрально-Азиатский сегмент литосферы сформировавшимся на первично-океанической коре [Зоненшайн, 1972], другие — на коре переходного типа [Белоусов и др., 1976; Добрецов, 1980]. А. В. Пейве и др. [Карты..., 1972] рассматривают блок геосинклинального фанерозоя между платформенными пластинами Восточной Европы, Сибири и Китая как возникший на исходно базальтовой коре. Некоторые исследователи допускают существование здесь в прошлом открытого океана, а другие — лишь средиземноморий. А. Б. Дергунов и др. [1986] считают, что палеозоиды Центральной Азии и Казахстана сформировались на месте огромного океанического залива. В последние годы накапливается все больше данных о наличии в пределах Алтае-Саянской области пород, характеризующих глубоководные желоба (бониниты), древние континентальные и островодужные склоны (олистостромы, дикий флиш, турбидиты), краевые и внутренние моря. Появились обобщающие работы по палеореконструкциям седиментационных и тектономагматических обстановок докембрия и нижнего палеозоя [Васильковский, 1960; Предтеченский, 1967; Иванкин, Щеглов, 1971; Волков, 1986; Берзин, 1987] и среднего — верхнего палеозоя [Ковалев, 1980]. По данным этих авторов, в прошлом здесь существовали геодинамические обстановки, аналогичные тем, которые в мезо-кайнозое наблюдаются вдоль западной окраины Тихого океана — с окраинными морями, островными дугами и глубоководными желобами.

В. П. Ковалев считает, что интенсивность байкальского и каледонского тектогенеза сильно преувеличена за счет ошибочного удревнения ранее герцинских осадочных и магматических формирований и что наиболее масштабно, полно, развернуто и всесторонне в регионе проявил себя герцинский тектономагматизм в ходе формирования ложа Палеотетиса и многоэтапного развития трансевразиатского средне-верхнепалеозойского подвижного пояса вдоль южных окраин Восточно-Европейской, Западно- и Восточно-Сибирский плит. В эту эпоху уже на инициальном этапе имеет место смена расплавов мантийного питания контрастными лавами корового питания. Объемы исторгавшегося кислого вещества свидетельствуют о несомненной и повсеместной развитости здесь над верхней мантией сиалического субстрата. Развитие магматически активного пояса на переходе от древнего континента к океану совершалось в форме нескольких самостоятельных эпизодов сброса аккумулированного в литосфере тепла и разрядки тектонических напряжений. В пределах пояса и его частей динамические напряжения и энергоблоки были неравномерны, что приводило исходно единые образования к разным по интенсивности трансформациям. Мощь этих процессов убывала от фазы к фазе, что нашло отражение в неодинаковых режимах магматизма (геосинклинальных в начале и квазикратонных в конце) в зависимости от разной прогретости литосферы.

Анализ фактического материала показывает, что в формировании средне- и позднепалеозойских редкометалльных гранитов, обладающих повышенным радиогеохимическим фоном, основную роль играли не местные, а глубинные коровые источники магмообразования. Ареалы их

проявления определились общим планом развития геосинклинальной системы, наличием и сохранностью сиалического кристаллического докембрийского основания. Существующие представления о блоковом строении региона не решают однозначно проблемы о свойствах фундамента, погребенного под фанерозойскими толщами. В связи с вышеизложенным необходимо более подробно остановиться на этом вопросе.

Ниже высказываются соображения о составе фундамента с точки зрения вещественного состава и радиогеохимических свойств тех выступов кристаллического основания, которые развиты на северо-востоке области (Южно-Енисейский кряж, Восточный Саян) и в срединных массивах юго-востока Тувы, а также свойств наиболее древних терригенных толщ и пересекающего эти и другие фанерозойские комплексы подвижной зоны герцинского кислого магматического изверженного вещества.

Уже отмечалось, что к концу раннего архея на юго-западе современных контуров Сибирской платформы была создана сиалическая кора континентального типа. Можно предполагать, что она распространялась и далее к югу, но на позднеархейском этапе была подвергнута деструкции в связи с развитием зеленокаменных поясов, аналогичных Приенисейскому (рифтогенному фемического типа) и Канскому (фемическо-сиалического типа) с погруженным кристаллическим основанием. В конце позднего архея тектонические условия растяжения сменились обстановкой сжатия, что устанавливается по развитию синкинематических гранитоидов. Массовый выход на поверхность мантийного, в разной степени геохимически дифференцированного вещества, очевидно, привел к усилению структурно-вещественной и геохимической неоднородности кристаллического основания региона будущей подвижной области. В раннепротерозойский этап в унаследованных прогибах древних зеленокаменных вулканических поясов формировались осадочно-вулканогенные комплексы. В южном обрамлении Сибирского кратона произошло, судя по всему, заложение протяженного нижнепротерозойского подвижного пояса, представляющего чередование блоков сиалической земной коры, в пределах которых в течение длительного времени формировались терригенные или терригенно-карбонатные осадки шельфового типа (Бирюсинский, Дербинский, Сангиленский блоки и др.), и шовных (троговых) интракратонных прогибов, аналогичных Байкало-Витимскому поясу (протяженность более 1500 км) [Бухаров и др., 1985], Ашкасокскому прогибу — в основании Сисимо-Казырской и Хамсаринской фанерозойских структурно-формационных зон в Восточном Саяне, сложенных осадочно-вулканогенными толщами.

На рубеже 2,0—1,8 млрд лет произошли инверсия подвижной области, развитие зональных метаморфических комплексов, формирование в устойчивых сиалических блоках гнейсогранитовых куполов и интрузивных калиевых гранитов, в фемических и фемическо-сиалических зонах — диорит-граподиорит-плагиогранитовых, тоналит-плагиогранитовых, габбро-плагиогранитовых комплексов. К концу нижнего протерозоя вся эта область, вероятно, в значительной степени была стабилизирована. В рифее накапливались терригенные существенно вулканомиктовые и граувакковые толщи за счет местных областей сноса (типа теректинской, джебашской и др.), отличающиеся низкой радиоактивностью, а также мелководные карбонатные и терригенно-карбонатные осадки. Кристаллический фундамент был скрыт под толщами протерозоя.

Салаирско-Каледонская подвижная область формировалась, видимо, на рубеже среднего и верхнего рифея. Именно в эту эпоху в западной перикратонной части Сибирской платформы (Енисейский кряж) произошла крупная структурная перестройка с обособлением зон интенсивного вулканизма вначале примитивного толеитового (океанического) типа с интрузиями ультрамафитов, а затем базальт-андезит-дацитового островодужного профиля. Следовательно, к началу салаирской (позднебайкальской) деструкции докембрийское ложе фанерозойской подвижной области состояло из сочетания блоков с разной степенью сиаличности,

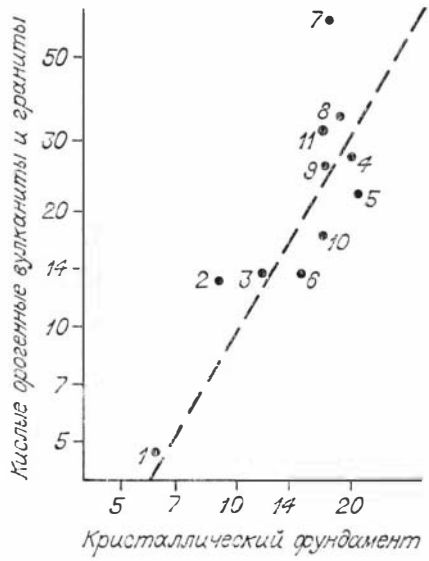


Рис. 3. Зависимость содержания торпя ($n \times 10^{-4}$ %) в кислых орогенных вулканитах и гранитоидах от торпеносности пород кристаллического фундамента.

1 — Центральная Камчатка; *2* — Северо-Восток СССР [Загрузина, Смыслов, 1977]; *3* — Японские острова; *4—6* — Юго-Восточное, Центральное и Западное Забайкалье [Медведев и др., 1987]; *7—9* — Енисейский кряж, Ангаро-Канский, Бирюсинский выступы; *10* — Юго-Восточный Памир; *11* — Юго-Запад США [Brookin, 1982; Sterling, Mafan, 1970; Bokon et al., 1981].

разобщенных полихронными троговыми структурами (зеленокаменными поясами), и отличающимися мощностями и сохранностью гранитно-метаморфического слоя. Одни из них с мощным консолидированным фундаментом представляли собой области обширного подвижного континентального шельфа (незначительного опускания краевых частей древней суши) и подводные поднятия в виде устойчивых срединных древних массивов, другие — структуры растяжения и интенсивного прогибания с редуцированным кристаллическим основанием и унаследованным развитием в течение всей салаиро-каледонской эпохи. Последние на ранних стадиях салаирского (возможно, более древнего) тектогенеза вмещали вулканогенно-осадочные комплексы, в составе которых значительную роль играл базитовый материал (Джебашский, Теректинский горсты). Граница шельфа и прогибов фиксировалась вулканическими троговыми поясами, впоследствии выполненными спилитовыми и порфирито-сланцевыми формациями. В области шельфа, например в Юго-Восточной Туве, проявление рифейско-нижнепалеозойского основного вулканизма происходило в рифтовых зонах и линейных эвгеосинклиналях, заложенных на древнем кристаллическом основании вдоль глубинных разломов. За пределами троговых вулканогенных зон накапливались шельфовые осадки терригенно-карбонатного и карбонатного состава.

Обширны ли были рифейско-нижнекембрийские прогибы, сложенные фемическими структурно-вещественными комплексами, формировались ли они со вскрытием океанической коры, как это сейчас многие полагают, судить трудно. Однако некоторые стороны этой проблемы можно было бы осветить путем тщательного петрогеохимического и особенно радиогеохимического исследований рифейских и нижнепалеозойских вулканических толщ (в том числе кислого состава), слагающих салаирские и салаиро-каледонские троговые структуры. Результаты петрохимических исследований показывают, что «состав докембрийского вулканизма Урало-Монгольской области в основном не выходит за рамки составов, свойственных областям с материковой и переходной корой. Следовательно, со стороны состава докембрийского вулканизма прямая и широкая аналогия с обстановкой современных океанов, проводимая для докембрия провинций некоторыми исследователями, не подтверждается» [Белоусов и др., 1976, с. 75].

Складчатость и орогенез в салаирский и особенно каледонский циклы тектогенеза, сопровождавшиеся гранитообразованием, свидетельствуют о смене тектонических режимов растяжения (рифтогенеза) сжатием, об общем сближении, скучивании сиалических блоков коры, формировании чешуйчатых, надвиговых структур. Следовательно, в любом случае развитие герцинского магматизма происходило в иных геологических условиях, чем салаиро-каледонского, в обстановке «регенерированного» сиалического кристаллического основания. Опыт геохимических исследований структурно-вещественных комплексов докембрийского фундамента

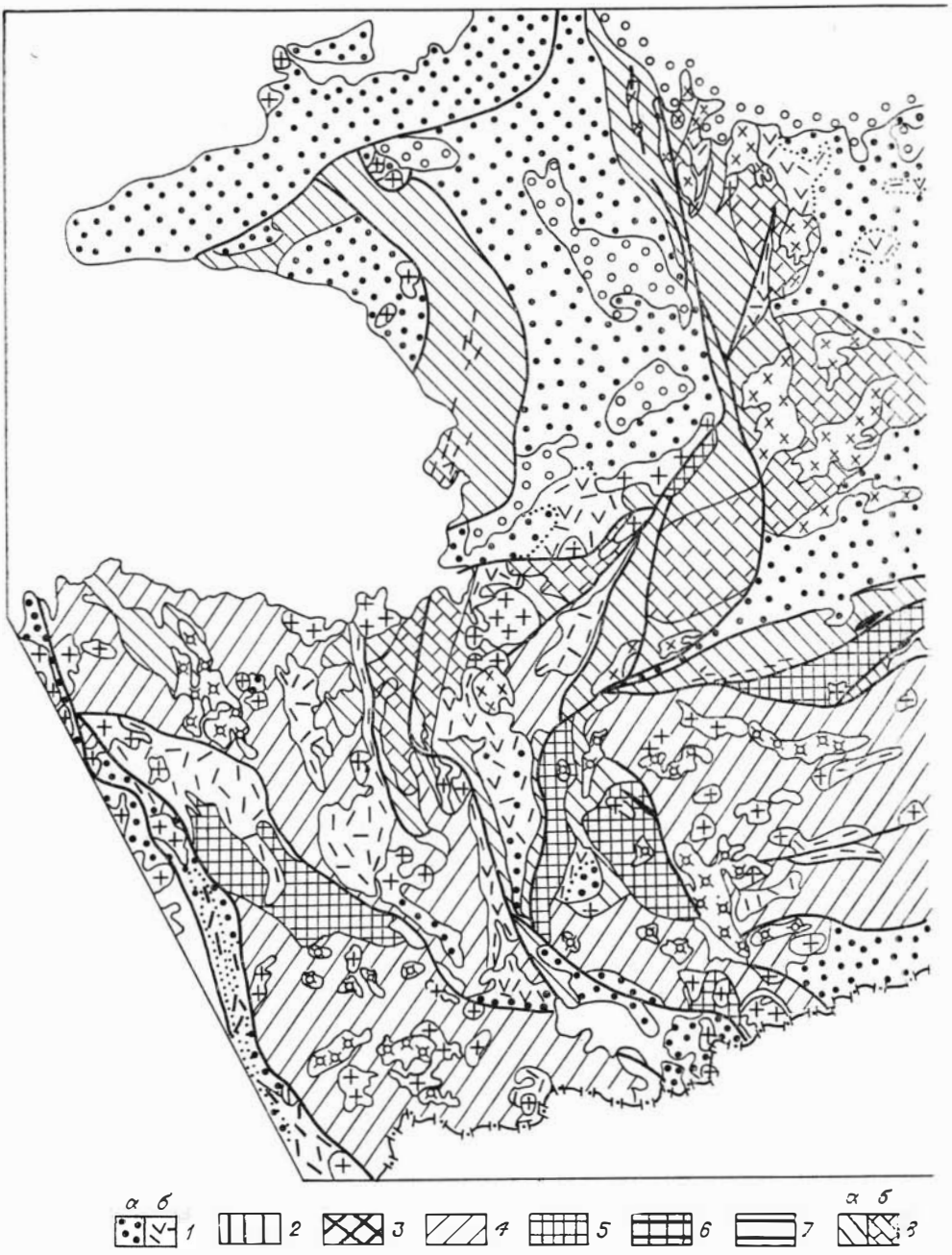
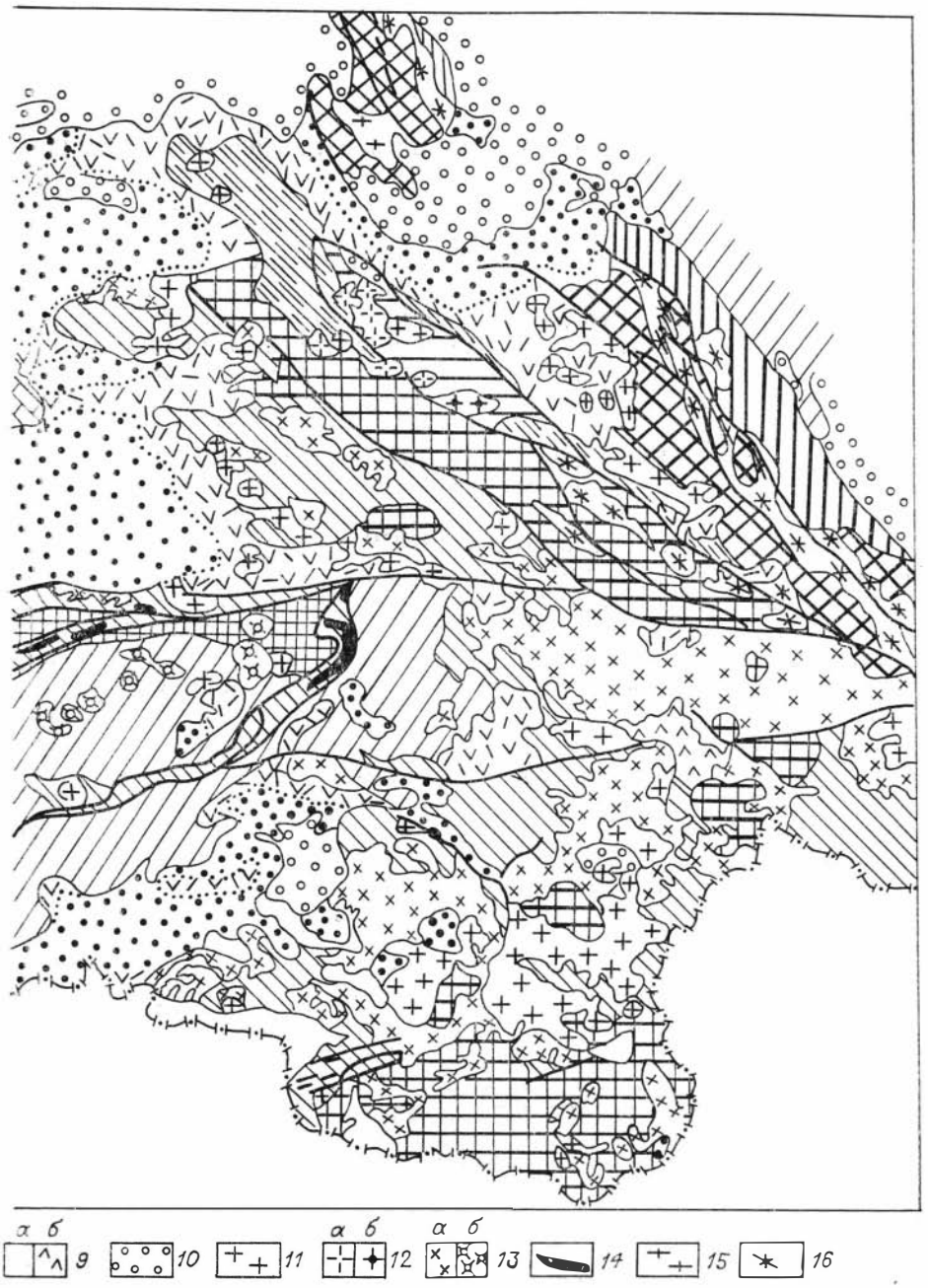


Рис. 4. Геохимическая типизация формационных комплексов фундамента юго-западной части Сибирской платформы и Алтае-Саянской складчатой области.

1—10 — **стратифицированные комплексы**: с и а л и ч е с к и е: *1* — средне-верхнепалеозойские (герцинские) осадочные (*а*) и вулканогенные (*б*) (D, C, P_2 (U, Th, $n \cdot 10^{-4}$%; U — 2,6; Th — 9,3); *2* — позднедокембрийские пестроцветные вулканогенно-карбонатно-терригенные (Присаянский прогиб) (U — 2,5; Th — 9,4); *3* — раннедокембрийские кварцитосланцевые и гранулитогнейсовые (AR_1—PR_1) (U — 2,2; Th — 16,5); ф е м и ч е с к о-с и а л и ч е с к и е: *4* — нижнепалеозойские (каледонские) флишоидные (ϵ_3—O_1) и терригенно-карбонатные (O — S) (U — 1,4; Th — 6,6); *8а* — верхнерифейские и венд-нижнекембрийские карбонатные и вулканогенно-терригенные (Манский прогиб, Кингашско-Мирчунская структура) (U — 2,5; Th — 8,0); *5* — рифейские зеленосланцевые вулканогенно-терригенные (Теректинский, Джебашский выступы и др.) (U — 1,2; Th — 6,7); *6* — протерозойские гнейсово-сланцево-карбонатные (Сангиленский, Дербинский блоки) (U — 1,3—3,3; Th — 4,0—6,5); *7* — раннедокембрийские (AR_2—PR_1) сланцево-амфиболито-гнейсовые (метатерригенно-вулканогенные) (Канский зеленокаменный пояс и др.) (U — 1,2; Th — 9,3; ф е м и ч е с к и е:

однозначно свидетельствует о генетической связи редкометалльных ториеносных гранитов с магмами, рожденными в субстрате гранитно-метаморфического слоя высокой степени зрелости. Прямая зависимость со-



8б — верхнерифейские и венд-кембрийские (салаирские) терригенно-карбонатные и вулканогенные (U — 1,1; Th — 3,2); *9, 10* — чехол эпипалеозойской платформы (*9* — кайнозойский: *а* — осадки, *б* — платобазальты (U — 0,5; Th — 2,4), *10* — мезозойский). *11—16* — **гранитоидные комплексы**: с и а л и ч е с к и х з о н: *11* — средне-верхнепалеозойские интрузивные спенит-гранит лейкогранитовые (U — 3,4—5,7; Th — 19,6—22,8); *12а* — нижнепалеозойские (каледонские) интрузивные гранитовые (Восточный Саян) (U — 3,8; Th — 22,2); 15 — верхнепротерозойские интрузивные гранитовые (Канский массив) (U — 1,7; Th — 8,5); *16* — нижнепротерозойские гнейсогранитовые и гранитовые (U — 3,1; Th — 30,4); ф е м и ч е с к и-с и а л и ч е с к и х з о н: *13б* — нижнепалеозойские (каледонские) интрузивные параавтохтонные граннтовые и плагиогранитовые (Горный Алтай и Западный Саян) (U — 1,5; Th — 8,0); *12б* — нижнепротерозойские диорит-гранодиорит-плагиогранитовые (гранитоиды зеленокаменных поясов) (U — 1,4; Th — 6,0); ф е м и ч е с к и х з о н: *13а* — нижнепалеозойские (салаиро-каледонские) параавтохтонные пестрого состава (U — 1,8; Th — 6,3); *14* — базит-ультрабазитовые комплексы фемических зон (U — 0,2; Th — 0,3).

держания Th в кислых орогенных вулканитах и гранитоидах от ториеносности пород кристаллического фундамента (рис. 3) и является отражением глобальной геохимической закономерности. При этом возрастание

концентрации РАЭ в гранитоидных комплексах не зависит от времени и способа образования последних. Оно является следствием вовлечения в гранитообразование все большего количества палингенных сиалических масс и уменьшения роли фемической составляющей. В среде существенно фемического и фемическо-сиалического профилей появление автохтонных (анатектических) высокорадиоактивных гранитоидов исключено. Высокой ториеносностью обладают гранулитовые комплексы, слагающие нижние горизонты разреза сиалического основания юго-западной части Сибирской платформы. Этим уровням соответствуют автохтонные гнейсограниты и интрузивные граниты с самой высокой концентрацией тория.

Прямая корреляция содержаний Th между породами субстрата и гранитоидами сохраняется, как правило, и по отношению к самым молодым для данного блока проявлениям кислого магматизма. Наиболее высокие содержания Th в девонских кислых и щелочных вулканитах Восточного Саяна соответствуют таковому в подстилающих гнейсах и автохтонных гранитах раннедокембрийских структурно-вещественных комплексов Ангаро-Канского, Бирюсинского выступов. Та же зависимость устанавливается на примере пород фундамента и орогенных кислых магматитов разных районов Забайкалья, Северо-Востока СССР, Камчатки, Японских островов, Юго-Восточного Памира и Юго-Запада США (см. рис. 3), отличающихся совершенно разным уровнем ториеносности.

Следовательно, ареалы средне-верхнепалеозойских посторогенных гранитов с редкометалльной спецификой, размещенные в пределах фанерозойских структурно-вещественных комплексов Алтае-Саянской области, должны отражать присутствие и, по существу, оконтуривать в их основании раннедокембрийские геохимически дифференцированные сиалические массы континентальной коры. Индикаторами глубинных блоков сиалической коры такого типа в салаиро-каледонских консолидированных комплексах могут служить также тектонические выходы рифейско-нижнекембрийских существенно карбонатных толщ в ассоциации с терригенными, местами метапелитовыми породами, представляющими древний шельф или участки подводных поднятий. Они известны во многих ареалах проявлений позднепалеозойского гранитного магматизма.

Герцинская эпоха магматизма имеет важное значение для металлогении, особенно редкометалльного профиля. С магматизмом этой эпохи связано формирование редкометалльно-редкоземельной, редкометалльно-молибденовой, оловянной, полиметаллической, медно-цеолитовой, флюоритовой минерализации, глиноземно-содового сырья и др. На уникальность магматизма верхнепалеозойского времени и связанного с ним рудообразования обращал внимание Г. Шнейдерхен. Ю. А. Кузнецов, А. Л. Яншин [1967] отмечали широкое развитие «внегеосинклинального» гранитного магматизма в пределах субширотного пояса герцинид Евразии. Субсеквентный, не связанный со складчатостью кислый магматизм глубинной природы характерен не только для поздне-, но и для раннегерцинского времени. Непосредственную смену раннедевонского инициального платобазальтового магматизма в системе Трансевразиатского подвижного пояса масштабными извержениями вулканических и плутонических масс сиалического состава, бесспорно исходивших из надмантийных коровых субстратов под влиянием потоков тепла и легких продуктов преобразования мантийного вещества, показал В. П. Ковалев [1980]. Эпигеосинклинальные орогенные (по В. В. Белоусову) режимы, свойственные девонскому, карбоновому и пермскому проявлениям гранитоидного магматизма Алтае-Саянской области и Казахстана, вероятно, специфически характеризуют так называемые явления кратонизации (по А. А. Богданову) или стабилизации аккрецировавшей континентальной литосферы, которыми отмечены главнейшие рубежи истории Земли — финальные отрезки мегахрон продолжительностью около 1,5 млрд лет [Борукаев, 1986].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Массовые радиогеохимические исследования, выполненные на основе 12 500 количественных гамма-спектрометрических определений U (по Ra), Th, K и 14 000 химических люминесцентных, колориметрических анализов на U и 8000 на Th горных пород, позволили провести геохимическую типизацию крупных блоков континентальной коры юго-западной части Сибирской платформы и Алтае-Саянской складчатой области (рис. 4). Они дали возможность количественно оценить не только степень их фемичности — сиаличности, но и уровень геохимической дифференцированности в отношении таких сиалических оксифилов как U и Th, обнаруживающих общность геохимических свойств в рассеянии и концентрации с другими редкими элементами (TR, Y, Zr и др.). В работе приведены оценки средних содержаний U и Th для крупных стратифицированных комплексов и с учетом формационного состава, последние отнесены к сиалическому, фемическо-сиалическому или фемическому типам. Аналогичные оценки приведены и для гранитоидных комплексов соответственно сиалических, фемическо-сиалических и фемических зон.

Выявлена принципиальная общность направления эволюции радиогеохимических свойств геологических комплексов в ходе развития фанерозойских геосинклинально складчатых систем (см. табл. 3, 4), а также докембрийских фемических зон при резко различном количественном выражении для внутриконтинентальных и периокеанических поясов. Для сиалических блоков коры с гранулито-гнейсовым основанием устанавливаются противоположные тенденции в эволюции содержаний U и Th в перекрывающих все более молодых стратифицированных комплексах, обусловленные максимальным содержанием Th в породах кристаллического фундамента и минимальным U вследствие выноса его при метаморфизме.

На примере кислых вулканических и гранитоидных комплексов установлена унаследованность магматитами радиогеохимических свойств субстрата, что проявляется наиболее отчетливо при прямых наблюдениях для параавтохтонных интрузивных комплексов и обнаруживается при рассмотрении регионального материала, когда связь является опосредованной. Если кристаллический фундамент не наблюдается, заключения о его геохимических свойствах могут быть сделаны по вулканическим комплексам и аллохтонным интрузивным образованиям, происхождение которых связано с посторогенным или впегеосинклинальным режимами.

П. С. Туркин

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ РУДОНОСНОСТИ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ

В 70-х годах автор проводил исследования девонских вулканогенных комплексов преимущественно на ртутно-рудных и полиметаллических рудных объектах в структурах Горного Алтая, Кузпецкого Алатау и Тувы с целью выявления связей магматизма и оруденения. Впоследствии этот фактический материал был использован для оценки профилирующего оруденения в различных районах Алтае-Саянской области (АСО) и для сопоставления качественного металлического состава в тождественных по петрохимическому составу разностях вулканитов. Как и Ф. Н. Шахов, автор полагает, что геохимическая «память» магматогенных пород длительна и устойчива независимо от источника происхождения: первично-мантийного или же за счет коровой вмещающей

рамы, сохраняя в себе следы элементов-индикаторов, присущих родоначальному веществу. Длительность дифференциации и кристаллизации вещества приводит к нивелировке их геохимических особенностей, связывающих магматическую породу со своим первоисточником, поэтому более надежны для выявления таких особенностей вулканогенные породы, «мгновенно» консервирующие качественные рудно-геохимические соотношения первоисточника.

Неоднородность содержания и распределения рудного вещества наряду с максимальным его фоновым количеством в породе свидетельствует, по нашему мнению, в пользу концентрации руд, тогда как однородно-равномерное распределение с общим низким фоновым содержанием — в пользу рассеяния рудного вещества. Ясно, что вещественно-энергетическая неустойчивость распределения металлов в рудоносной магматической породе — один из важнейших критериев локального обособления рудного вещества в концентрированной форме вплоть до образования экономически значимых рудных объектов.

Опираясь на эти и другие давно сложившиеся представления, в ряде случаев доказанные экспериментально, автор поставил задачу, хотя бы приближенно определить рудную специализацию синхронных магматизму вулканогенных комплексов в различных регионах АСО с хорошо известным металлогеническим профилем с последующим переносом исследований в слабоизученные районы.

Анализировались девонские вулканогенные и субвулканические образования, представленные щелочно-земельными дифференцированными и контрастными калий-натровыми и натровыми сериями базальт-андезит-дацит-риолитового, риолит-базальтового иногда с примесью трахитового материала, трахиандезит-трахибазальтового составов, слагающих потоки, покровы, линзы, силлы, секущие тела, штоки в кальдерах и грабеновых структурах, а также по бортам жестких структур, в зонах глубинных разломов. Состав субвулканических комагматов эффузивов определяется составом пространственно совмещенных с ними эффузивных аналогов.

Определенной закономерности в отборе образцов и проб на анализы не было, но массив чисел, используемый для расчетов, содержал 70—75 % эффузивных и 30—25 % субвулканических пород. Общий объем выборки около 2000 образцов: 480 по четырем районам Горного Алтая, 380 — по трем Кузнецкого Алатау и 1114 — по шести районам Тувы. По каждому из регионов были подобраны группы проб из основных вулканитов (габбро-диабазы, габбро, диабазовые и базальт-андезитовые порфириты) и кислых (микрограниты, кварцевые и фельзитовые порфиры, фельзиты и др.) из ареалов вулканогенных пород как в пределах рудных полей (но не в рудных телах!), условно названных «рудными», так и вне их (более 5 км от рудных объектов), названных «безрудными» вулканитами.

Пробы анализировались полуколичественным спектральным анализом на 24 элемента с порогом чувствительности, достаточным для статистических расчетов. Статистики и оценка параметров рассчитывались на ЭВМ БЭСМ-4. Анализируемые металлы разделены на четыре группы с учетом их формационной принадлежности: I — Hg, Sb, As; II — Cu, Zn, Pl; III — Cr, Ni, Co и IV — Mo, W и Be. Мы полагаем, что единство комплексного полиметаллического рудообразования позволяет без существенной ошибки определять «рудные» и «безрудные» вулканогенные породы по характеру распределения металлов независимо от состава и типа рудного объекта, располагающегося в поле развития изучаемых вулканогенных пород.

Рудная специализация вулканогенных и субвулканических пород определялась на основании характера распределения следующих параметров: $\overline{X}$ — среднее содержание металла, D — дисперсия, V — вариация (отношение $\sqrt{D}/\overline{X}$) и R — коэффициент парной корреляции данного

металла с сосуществующими с ним в породе элементами с вероятностью 0,9. Дальнейшие рассуждения базируются на следующих посылках:

1) высокое значение $\overline{X}$, D и V в «рудных» и «безрудных» вулканитах свидетельствует о благоприятной потенциальной рудоносности их на парагенное оруденение соответствующих металлов;

2) низкое значение $\overline{X}$ при высоких D и V указывает на неравновесное распределение парагенных металлов, но с возможностью формирования небольших по масштабам и контрастных по содержанию металла рудных объектов;

3) равномерное низкое значение $\overline{X}$, D и V свидетельствует о маловероятной возможности образования парагенных вулканитам рудных объектов соответствующих металлов;

4) высокие значения $\overline{X}$ при низких D и V указывают на редкую возможность формирования оруденения слабоконтрастного ореольного типа и повышенного фона рассеяния металлов.

Коэффициент парной корреляции R указывает на предпочтительную парагенную ассоциацию металлов в рудных объектах и вулканогенных породах, включая и первичные ореолы рассеяния, связанную с металлом-коррелятором.

На основе указанных признаков, являющихся естественным отражением физико-химических и термо-динамических условий рудно-магматического процесса, рассмотрим полученные конкретные результаты расчетов $\overline{X}$, D, V и R для I—IV групп металлов в районах Горного Алтая, Кузнецкого Алатау и Тувы параллельно для «рудных» и «безрудных» вулканитов (см. таблицу).

«Р у д н ы е» в у л к а н и т ы. Максимальные значения $\overline{X}$ во всех районах присущи ртути как в основных, так и в кислых разностях вулканитов. Сурьма преобладает в Кузнецком Алатау, медь — в Туве, цинк и хром — в Горном Алтае и (менее) Туве, никель (до 0,08 %)— в Горном Алтае. Столь высокое среднее его содержание для региона объясняется концентрацией никеля в габброидах Курайской зоны. Отмечается повышенное содержание As и W в основных вулканитах Горного Алтая и Кузнецкого Алатау и Be в последнем. Для кислых вулканитов характерны W в Кузнецком Алатау и Be — в Горном Алтае. Отметим сравнительно широкий разброс колебаний содержания Sb в Кузнецком Алатау, Cu — в Горном Алтае, Ni — в Горном Алтае и Туве в основных вулканитах, Cr, W, Co — в Кузнецком Алатау и Туве, Be — в Горном Алтае и Туве в кислых вулканитах (в пределах кларков).

Сравнивая значения $\overline{X}$, D и V, можно выделить металлы с высокими или сравнительно высокими численными значениями всех трех параметров: As — в Горном Алтае и Туве, Mo — в Горном Алтае и Кузнецком Алатау, W и Be — в кислых вулканитах всех трех регионов. Высокая вариация при низких средних в основных вулканитах отмечена для Sb, As и Be в Кузнецком Алатау, Co — в Кузнецком Алатау и в Туве, W — в Горном Алтае и Туве, а в кислых вулканитах — для Be во всех регионах, для W — в Кузнецком Алатау, Co — в Туве, Sb — в Горном Алтае.

Анализ величин распределения $\overline{X}$, D и V в «рудных» вулканитах позволил выделить главные элементы (металлы)— индикаторы: в основных вулканитах Горного Алтая — Hg, As, Cr, Ni $\gg$ Cu, Zn, Кузнецкого Алатау — Hg, As, W $>$ Cu, Cr, Be $>$ Zn, Mo, Тувы — Hg, Cu, Cr $>$ $>$ Zn, As, Pb» $\gg$ W, Ni, Co, в кислых вулканитах Горного Алтая — Hg, Sb, Be $>$ Cu, W, Zn $>$ Mo, Ni, Cr, Кузнецкого Алатау — Hg, Zn, Mo $>$ W, Cu, Cr, Ni $>$ Pb, Be, Тувы — Hg, Zn $>$ Cu, Co, Be $>$ W, Mo, As, Pb. Как видно, Hg, As и Cu являются «сквозными» металлами, присущими всем трем регионам АСО. Специфические металлы, т. е. отражающие металлогенический профиль района, в Горном Алтае — Co и W, в Кузнецком Алатау — Mo, W (Cr и Ni), в Туве — Mo, W и Co. Ясно, что ранее известная специализация регионов здесь хорошо подтвержда-

Статистические параметры распределения металлов в «рудных» и «безрудных» вулканитах основного и кислого состава

Порода	Группа	Металл	Горный Алтай								Кузнецкий Алатау			
			«Рудные»				«Безрудные»				«Рудные»			
			$\bar{X}$	D	V	R	$\bar{X}$	D	V	R	$\bar{X}$	D	V	R
Основные вулканиты: диабазовые, базальт-андезитовые, трахибазальт-андезитовые порфириты и их субвулканические комагматы	I	Hg	4600	1,90	306	Ni, Cu, As	564	3	971	Cu, As	3200	100	312	Sb, As
		Sb	371	105	852	As	100	3	547	—	180	4,10	3513	—
		As	4221	200	336	Li, Cu, Hg	167	3	328	Cu, Hg	230	706	3637	Cu, Hg
	II	Cu	388	1	825	Ti, Co	446	1	709	Hg, As	750	0,29	23	Ni, Co, Ti
		Zn	310	2	4714	Ti, Cu	400	90	75	Pb	380	2,70	14	Co
		Pb	43	0,09	220	Zn	86	0,20	164	Zn, Ag	150	100	666	—
	III	Cr	1627	30	106	Sr	607	2	736	As	870	0,23	174	As
		Ni	8008	0,08	112	Hg, Co, Ti	600	2	74	Co, Cr, Cu	260	0,60	298	Co, As, Li
		Co	262	0,20	540	Ni, V, Ti	160	0,10	197	Sc	24	7	368	Sc, Ti, Ni
	IV	Mo	203	0,40	30	Be, W	126	0,70	209	Ni, Cu	326	32	494	W, Li
		W	22	1	5060	—	12	6	6554	—	10	0,10	3162	Mo
		Be	5	0,0009	60	Mo	9	0,09	105	—	11	0,30	1570	W
Кислые вулканиты: дацит-риолитовые, кварцевые, фельзитовые порфиры и их субвулканические комагматы	I	Hg	1800	0,10	176	Ti, As	803	0,10	395	Cu, As	2600	0,22	570	As, Cu
		Sb	106	0,10	943	—	100	0,10	311	Pb	130	0,30	133	—
		As	468	0,80	604	Hg, Ti	362	8	247	Cu, Ni	230	2	194	Pb
	II	Cu	589	0,80	480	Co, Pb	385	0,20	37	Ni, As	670	6,40	119	Pb, Ni, As
		Zn	487	0,012	22	Cu	187	0,20	75	Pb	1100	0,02	406	Co, Ni
		Pb	369	1,40	80	Ti, V, Ni	120	0,40	118	Zn	390	6	125	Ni, Cr, Ti
	III	Cr	238	6	325	—	338	2	132	Ti, Ni	620	10	161	Sc
		Ni	189	7	442	Co, Cr	289	0,40	69	Co, Cu	630	5	112	Co, As, Hg
		Co	175	0,90	171	Cr, Ni	75	0,07	111	Ni	64	0,02	221	Ti, As
	IV	Mo	323	0,40	195	Cu, Cr	123	0,10	26	As	312	21	445	V, Pb
		W	148	100	676	—	50	1	3952	—	49	3	1117	—
		Be	76	2	5884	—	18	0,01	546	Li, W	39	0,20	362	Sn, Zn, Cu

Окончание таблицы

Порода	Группа	Металл	Кузнецкий Алатау				Тува								Местный фон, 10^{-5} %	Кларк по А.П. Виноградову, 10^{-5}
			«Безрудные»				«Рудные»				«Безрудные»					
			$\overline{X}$	D	V	R	$\overline{X}$	D	V	R	$\overline{X}$	D	V	R		
Основные вулканиты: диабазовые, базальт-андезитовые, трахибазальт-андезитовые порфириты и их субвулканические комагматы	I	Hg	260	20	608	Cu, As	3875	6	63	As, Cu	420	3	130	Cu	350	0,90
		Sb	93	30	1862	—	134	0,31	131	—	130	2	344	Hg	85	10
		As	70	610	1100	Fe, Cu	634	0,40	100	Hg, Cu	430	61	574	Hg, Cu	160	20
	II	Cu	1000	12	31	Mo, As	1211	21	119	Zn, Hg	850	12	129	Mo, Zn	850	1000
		Zn	260	1,50	75	Cu	865	7	967	Cu	250	4	253	As, Cu	655	1300
		Pb	190	2	235	—	420	12	771	Ag, Zn	820	0,40	24	Zn	280	80
	III	Cr	910	0,90	330	Ni, Ti	924	18	14	Ni, Ti	45	1,50	860	V, Ni	450	2000
		Ni	1000	8,10	90	As, Cu	236	9	402	Co, Cu	70	0,18	191	Co, Cu	590	1600
		Co	110	0,004	18	Ni, As	218	6	355	Ni, Cu	180	2	248	Cu, Ni	230	450
	IV	Mo	6,2	0,10	5270	Cu, As	125	0,95	170	Cu	45	0,31	433	W, Cu	3	14
		W	50	0,70	167	Mo	78	0,10	405	Mo, Be	21	0,09	451	—	21	10
		Be	50	0,01	200	—	12	0,001	263	W	16	0,50	1397	W	8	4
Кислые вулканиты: дацит-риолитовые, кварцевые, фельзитовые порфиры и их субвулканические комагматы	I	Hg	17	0,90	1765	Cu	2448	0,52	10	Cu, As	40	0,80	707	Cu	22	0,80
		Sb	70	1	311	—	124	4	510	—	50	5	141	—	60	2,60
		As	140	0,30	124	Hg	361	16	350	Cu, Hg	200	3	274	Hg	195	15
	II	Cu	270	0,70	98	As, Hg	891	24	17	As, Mo	500	60	490	Mo	360	200
		Zn	230	0,05	31	Pb	1215	31	145	Pb	1000	6	77	Pb	480	600
		Pb	170	0,10	59	—	527	13	216	Zn, Ag	140	0,90	214	Zn	170	200
	III	Cr	380	0,90	79	Ni, V	148	8	325	—	200	1	158	Ni	285	250
		Ni	65	0,25	243	Cu	281	15	145	Cu, As	80	0,70	331	Ti	132	80
		Co	14	0,001	78	As, Ni	76	4	832	Ni, V	60	20	2357	Cu	50	50
	IV	Mo	80	0,10	1250	Cu	142	8	630	Cu, Ti	41	1,60	975	W	36	10
		W	15	0,001	211	—	247	14	480	Sn	16	0,18	838	—	27	15
		Be	7	0,004	903	Sn, Ti	23	0,30	753	Zn, W	15	0,25	333	W	18	55

Примечание. $\overline{X}$ — среднее содержание металла, 10^{-5} %; D — дисперсия, 10^{-5} %; V — вариация, %; R — парная корреляция с достоверностью 0,9.

ется. Из полиметаллической группы предпочтительными можно считать в Горном Алтае — Pb и Cu, в Кузнецком Алатау — Zn и Cu, в Туве — всю триаду.

Корреляционные связи металлов в «рудных» вулканитах подсказывают вероятный формационный тип рудных объектов, предполагаемых в парагенезе с вулканитами. Так, корреляция Hg с Ni, Cu, As и Ti в основных и кислых породах свидетельствует о полисульфидном парагенезе, связь Cu с Ni в основных вулканитах Кузнецкого Алатау — о медно-никелевом типе, а Cu с Mo в Туве — о медно-молибден-порфировом. В Кузнецком Алатау и в Горном Алтае отмечена корреляция Mo с Be, а Be с W и Li, что свидетельствует о редкометалльном типе минерализации.

«Безрудные» вулканиты. Высокие и умеренные величины $\overline{X}$, D и V в основных по составу вулканитах имеют Hg, As и Cr во всех трех регионах, высокие значения средних характерны для Cu, Zn, Ni и Mo в Кузнецком Алатау, для Pb в Туве. Высокие величины D и особенно V при низких и умеренных средних характерны для Pb во всех регионах, Mo в Кузнецком Алатау, W в Горном Алтае и в Туве, Mo и Be в Туве.

В кислых вулканитах высокие средние имеют Hg, As, Cu, Cr, Ni и Mo в Горном Алтае, Pb и Cr — в Кузнецком Алатау и Cu с Zn — в Туве. Весьма высокие и высокие величины D и особенно V при низких средних отмечены для Hg, Sb и Mo в Кузнецком Алатау и Туве, для Co и W — в Туве, для Be — в Кузнецком Алатау.

Судя по соотносительным величинам средних дисперсий и вариаций в «безрудных» вулканитах основного и среднего состава можно выделить ряд элементов-индикаторов: в Горном Алтае — Hg, W и Be, в Кузнецком Алатау — Mo, Cu, Ni и Cr, в Туве — Cu, Pb, Zn и Hg. Ртуть, сурьма и мышьяк, а также и медь в «рудных» и частью в «безрудных» вулканитах являются «сквозными» металлами, что указывает на их широкое распространение в АСО.

В «безрудных» вулканитах элементами — индикаторами в последовательно убывающем ряду общими для основных и кислых вулканитов являются: в Горном Алтае — Hg, Cu, As > Be, W > Mo, Zn, Pb; Кузнецком Алатау — Hg, Sb, Mo, Cu > Cr, Ni, Be, As; Туве — Hg, Cu, Mo, Zn, Co > W, Pb, Be, Ni, As. Если из указанных рядов исключить «сквозные» металлы, не определяющие специфику рудных районов, то профилирующими металлами, очевидно, следует считать: в Горном Алтае — Be и W, Кузнецком Алатау — Mo, Cu, Ni, Туве — Co, Mo и W. Из полиметаллов предпочтительны для Горного Алтая Zn и Pb, для Кузнецкого Алатау — Cu и для Тувы — вся триада (Cu, Zn и Pb).

Коэффициент корреляции в «безрудных» вулканитах показывает, что, как и в «рудных», устойчива надежная связь Hg с Cu и As, Cu с Mo в Горном Алтае, Pb с Ag и Mo с Cu — Горном Алтае и Кузнецком Алатау, Cr с Ti и Ni и Ni с Cu — во всех регионах. В кислых по составу вулканитах Mo постоянно связан с Cu и это не случайно: в АСО широко распространены признаки медно-молибденового оруденения. Обычна связь Be с W во всех регионах, присущая обычно вулканитам трахитоидного состава.

Таким образом, корреляционные связи металлов в вулканогенных и субвулканических образованиях определенно указывают на возможность выявления рудных объектов медно-молибденового, медно-никелевого, ртутно-полисульфидного и сульфидно-редкометалльного типов формаций. Как в «рудных», так и в «безрудных» вулканитах отмечается устойчивая связь Be с W и Li, но в последних более четко прослеживается связь металлов в ряду Mo — Cu — As — Ni, нежели Mo — W — Be — Cu.

Несколько слов о соотношении местного фона рассеяния металлов и кларка их по данным А. П. Виноградова [1962]. Рассчитанный фон

металлов для основных (габбро, габбро-диабазы, диабазовые и базальт-андезитовые порфириты и др.) и кислых (кварцевые и фельзитовые порфиры, фельзиты, микрограниты и др.) девонских вулканитов анализируемых районов значительно не совпадает с кларками элементов по А. П. Виноградову [1962]. Особенно велика разница для Hg, As и Sb в сторону завышения, а для Cr, Ni, Zn и Co — в сторону занижения (см. таблицу). Это не соответствует сложившемуся представлению о том, что АСО является провинцией мафической, существенно железо-марганцевой и колчеданно-полиметаллической, объясняется, видимо, тем, что подавляющая часть оруденения железа, марганца и колчеданов связана с эпохой формирования салаирской эвгеосинклинали АСО, тогда как анализируемые пробы отобраны из вулканогенных пород орогенного этапа развития с более кислым салито-мафитовым рудно-магматическим профилем. Меньшая разница между рассчитанным фоновым содержанием металла и его кларком по А. П. Виноградову отмечается для кислых разностей «безрудных» вулканитов. Здесь величины фоновых и кларковых содержаний близки за исключением тех же металлов — Hg, Sb и As. Последнее можно объяснить тем, что значительная часть проб отбиралась нами в районах развития ртутно-рудных полей с преобладающей мышьяково-сурьмяно-ртутной рудной формацией.

Анализ полученных результатов статистических расчетов геохимических параметров позволяет сделать ряд выводов:

1) полученные результаты в целом согласуются с реальной рудной специализацией регионов, определенной на основе многолетних геологических исследований, имеется в виду профиль оруденения, парагенного только вулканогенным и субвулканическим комплексам среднего палеозоя: в Горном Алтае — кобальт и вольфрам, в Кузнецком Алатау — молибден, в Туве — кобальт и полиметаллы;

2) ртуть, сурьма, мышьяк и частью полиметаллы присущи всем трем регионам, но с предпочтительным развитием в следующем порядке: Hg и Sb — Тува > Горный Алтай и Кузнецкий Алатау; Cu — Тува > > Кузнецкий Алатау > Горный Алтай; Pb и Zn — Тува > Горный Алтай; Ni — Кузнецкий Алатау;

3) контрастное оруденение можно ожидать, судя по крайне неравномерному распределению металлов, для Sb, Mo, W и As в Кузнецком Алатау; W и Zn — Горном Алтае; Co, частью Zn, Ni, Mo — Туве;

4) характер корреляционных связей элементов позволяет предполагать развитие молибден-медного оруденения в Горном Алтае и Кузнецком Алатау, свинцово-серебряного — Горном Алтае и Туве, вольфрам-кобальтового и медно-вольфрамового с полисульфидным комплексом металлов — Горном Алтае, полисульфидного медно-никелевого с кобальтом — Туве и, возможно, Кузнецком Алатау, медного — Кузнецком Алатау и полиметаллического — Туве. Ртутно-сурьмяно-мышьяковое и ртутно-полисульфидное оруденение возможно во всех трех анализируемых регионах, но с предпочтительным развитием в Туве по сравнению с Горным Алтаем;

5) распределение профилирующих металлов в регионах сопоставимо в «рудных» и в «безрудных» вулканитах. Вариации распределения металлов в основных и кислых разностях пород значительно отличаются, особенно для групп «полярных» по геохимическим свойствам металлов, например, Be, W и Cr с Ni, как в «рудных», так и в «безрудных» вулканитах.

В заключение отметим, что геохимические статистики распределения металлов в вулканогенных породах могут служить обоснованием геохимической специализации изучаемых районов.

Н. Н. Красников, Г. Н. Аношин

НЕКОТОРЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД ОДНОГО ИЗ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ПОЯСОВ СТАНОВОЙ ГРАНУЛИТ-ЗЕЛЕНОКАМЕННОЙ ОБЛАСТИ

Для увеличения запасов минеральных ресурсов большую роль играет открытие новых типов месторождений. Таковыми для СССР могут быть, например, месторождения золота, приуроченные к раннедокембрийским зеленокаменным поясам. В балансе добычи полезного компонента Канады, Австралии, Индии и других стран этот тип месторождений играет значительную роль.

Зеленокаменные пояса размещены в пределах гранит-зеленокаменных и гранулит-зеленокаменных областей архейских кратонов [Строение..., 1985]. Металлогенические особенности поясов гранит-зеленокаменных областей, известных на территории Балтийского и Украинского щитов, неоднократно рассматривались в литературе. Цель настоящей статьи — рассмотрение некоторых металлогенических аспектов на основе выявления геохимического своеобразия зеленокаменных поясов, выделенных недавно, что и обусловливает интерес к подобного типа структурам. Типичными примерами гранулит-зеленокаменных областей для территории Советского Союза служат Кольский геоблок Балтийского щита, Присаянье и Становая складчатая система Сибирской платформы.

В качестве непосредственного объекта исследования был использован фрагмент одного из зеленокаменных поясов Становой гранулит-зеленокаменной области, приуроченный к зоне сочленения комплексов, различных по составу и общей направленности процессов эндогенного развития. Пояс прослеживается в виде полосы запад-северо-западного простирания шириной до 10 км и сложен вулканогенными образованиями (рис. 1), представляющими нижние части разреза супракрустальных толщ.

К породам фундамента относятся высокометаморфизованные интрузии габброидов, тесно ассоциирующие в виде линейных геоструктур с зеленокаменным поясом. Становление ранних фаз габброидов происходило до формирования вулканитов, на что указывают результаты структурного анализа (наличие по меньшей мере одной генерации складок, предшествующей ранней сланцеватости пород вулканогенного комплекса). Схема последовательности эндогенных событий такова:

Система открытых северо-западных и северо-восточных складок
δ — ν_3 — дайки габбро-диоритового состава
Поздний щелочной метасоматоз
Мелкие тела граносиенитов
Интрузии плагиогранитов
Вертикальное расплющивание

M_3 — регрессивная ветвь — ранний метасоматоз (низкотемпературная гранитизация)
Субмеридиональное сквозное рассланцевание
Симметричные складки сжатия до изоклинальных

M_2 — метаморфизм в условиях перехода от фации эпидотовых к куммингтонитовым амфиболитам (T = 550 °С, P = 4—5 кбар)
ν_2 — коматиито-толеитовый и андезитобазальтовый вулканизм
будинаж и нарушение сплошности

M_1 — метаморфизм зеленосланцевой фации (T = 350—450 °С, P = 4—4,5 кбар)
σ — ν_1 — ранний основной — ультраосновной магматизм

Гранулитовый метаморфизм
Формирование пород фундамента (габброидов)
Древний протоплатформенный чехол (кварциты и плагиокварциты) и гнейсы тоналитового состава

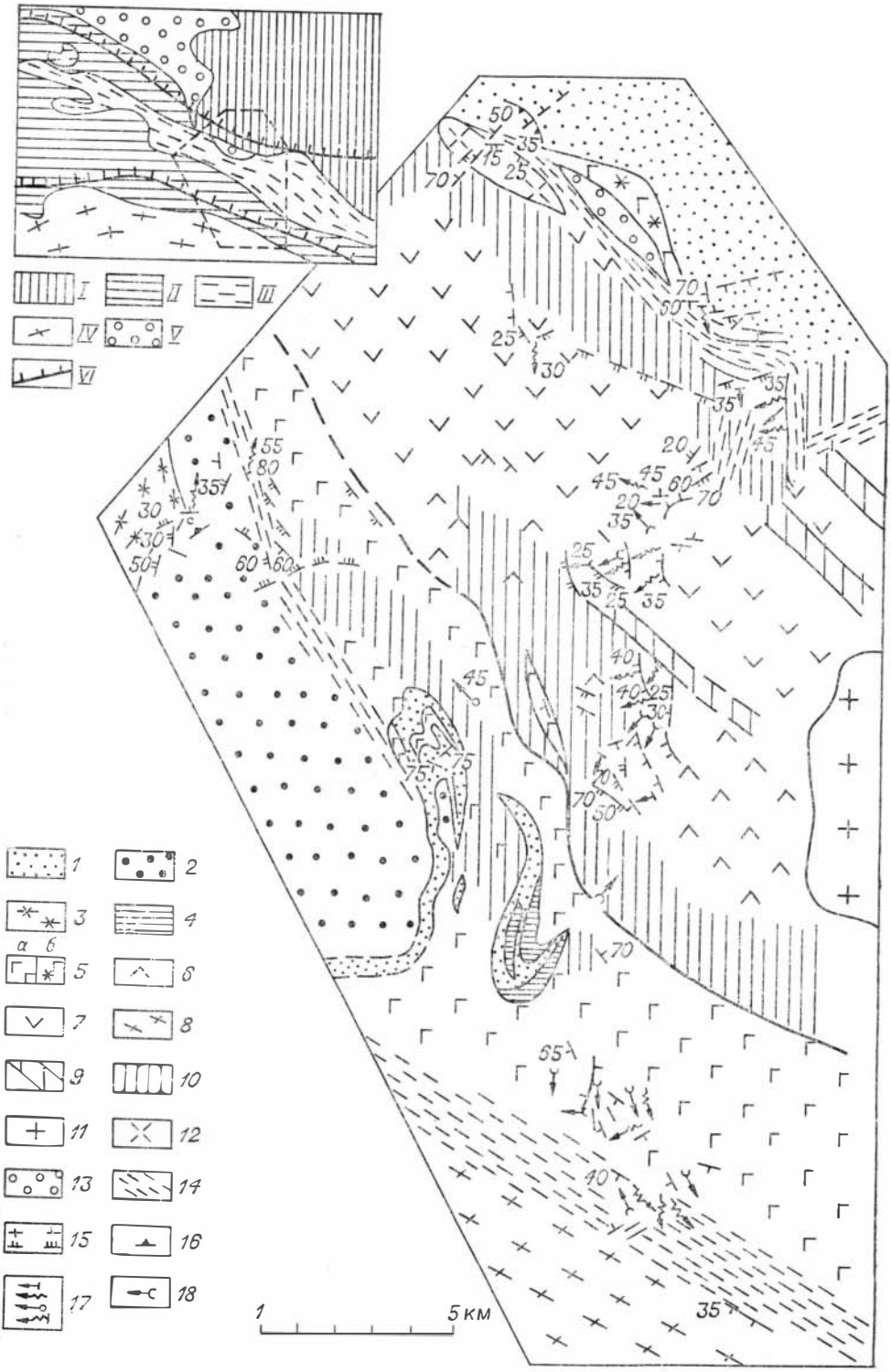


Рис. 1. Геологическое строение зеленокаменного пояса.

1—5 — комплекс пород фундамента: *1* — кварциты, *2* — высокоглиноземистые гнейсы, *3* — известково-железистые гнейсы и кристаллические сланцы, *4* — гнейсы тоналитового состава, *5* — габброиды (*а* — нормальные, *б* — щелочные); *6*, *7* — вулканогенный комплекс: *6* — толеито-коматиитовая, *7* — андезитобазальтовая толщи; *8* — амфибол-биотитовые гнейсы, амфиболиты; *9* — дайки габбродиоритового состава; *10* — участки наиболее интенсивного проявления метасоматической гранитизации; *11* — интрузии плагиогранитов; *12* — интрузии граносиенитов; *13* — отложения платформенного чехла юрской системы; *14* — участки интенсивно проявленной бластомилонитизации; *15—18* — структурные элементы: *15* — сланцеватость разных генераций, *16* — полосчатость, *17* — различные виды линейности, *18* — направления шарниров складок. На врезке показано расположение пояса в пределах региона: *I* — древний протоплатформенный чехол (кварциты); *II* — интрузивный комплекс (габброиды, толеиты); *III* — метавулканиты зеленокаменного пояса; *IV* — осадочно-вулканогенная толща, претерпевшая полистадийный метаморфизм (от гранулитовой до фации альмандиновых амфиболитов); *V* — платформенный чехол юрской системы; *VI* — направления древних глубинных разломов.

Средние содержания ($\overline{X}$) и стандартные отклонения (σ) содержаний

Компонент	Ранний магматизм, $n=14$		Вулканиты							
			Коматиитовые базальты, $n=5$		Базальты, $n=7$		Андезитобазальты, $n=7$		Риолиты, $n=2$	
	$\overline{X}$	σ	$\overline{X}$	σ	$\overline{X}$	σ	$\overline{X}$	σ	$\overline{X}$	σ
SiO_2	50,07	2,51	50,65	4,33	45,72	1,10	55,58	1,91	76,11	5,94
TiO_2	0,45	0,26	0,86	0,75	1,61	1,19	0,94	0,25	0,21	0,70
Al_2O_3	8,03	1,74	7,65	2,20	12,22	1,72	16,06	1,75	10,77	3,58
Fe_2O_3	2,24	1,44	2,61	1,82	5,26	1,78	4,28	0,45	1,58	0,10
FeO	7,44	1,73	8,54	3,13	10,50	3,78	5,30	1,55	1,34	1,09
MgO	21,92	1,66	16,40	5,37	12,96	8,17	5,23	0,97	1,16	1,00
CaO	8,75	1,01	10,42	3,37	8,89	2,64	7,37	1,23	3,23	0,03
Na_2O	0,49	0,19	1,20	0,64	0,87	0,67	3,23	1,03	3,70	1,13
K_2O	0,23	0,18	1,04	0,78	1,78	1,31	1,85	1,21	1,80	0,03
Cu	23	22	62	151	40	42	37	23	24	0,06
Zn	111	20	148	93	128	61	106	44	131	115
Co	48	24	61	24	39	16	29	14	0	0
Ni	514	556	464	568	267	525	30	14	12	12
Cr	579	625	759	393	399	486	78	36	66	41
Mn	1373	381	1230	351	1248	490	1167	228	390	40
V	128	59	199	188	227	131	167	86	0	0
Ba	215	178	890	864	687	482	562	343	1223	47
Sr	206	274	328	349	723	598	815	349	280	86
Li	13	6	9	3	13	5	14	7	8	0
Rb	11	17	13	12	29	21	29	23	26	0,04
Ag	27	23	51	95	57	49	59	50	22	0
Au	4	4	23	1	3	4	4	2	1	0

Примечание. Средние содержания породообразующих элементов — %, Au, Ag — мг/т, остальных — г/т.

Интрузивные тела сложены габбро, габбро-норитами, ферро- и лейкогаббро, в составе которых присутствуют гиперстен, диопсид, коричневая роговая обманка, андезин. Процессы метаморфизма характеризуются появлением зеленой роговой обманки, граната и олигоклаза в присутствии клинопироксена. Использование гранат-амфиболового термобарометра [Московенко, 1982] показало, что данный метаморфизм протекал в условиях перехода от амфиболитовой к гранулитовой фации умеренных давлений (T = 750—800 °С, P = 8—8,5 кбар).

По химизму среди пород фундамента выделяются нормальные и щелочные габбро. Из табл. 1, 2 следует, что щелочные (преимущественно калиевые) разности обогащены относительно нормальных Ba, V, Li, Rb и обеднены — Cu, Zn, Ni, Cr, Ag, Au. По отношению к базальтам вулканогенного комплекса габбро фундамента обогащены Cu, Ni, Cr, Mn, Ba, Sr, а к андезитам — Cu, Cr, Mn. Содержания золота приходятся на уровень кларковых (см. табл. 3). Отмечена геохимическая специализация габбро на Cu, Ni, Mn и Cr. Помимо имеющегося медно-никелевого оруденения породы фундамента можно рассматривать в качестве перспективных на поиск хромитов.

В составе комплекса вулканитов выделяются две толщи: нижняя — толеито-коматиитовая и верхняя — андезитобазальтовая, между которыми отсутствует структурное несогласие. В нижней толще отмечены тектонические линзы, сложенные продуктами раннего ультраосновного — основного магматизма ($\sigma - \nu_1$) и состоящими из амфибола тремолит-актинолитового ряда, альбита и небольшого количества кварца. Амфибол-плагиоклазовая пара с использованием различных методик дала

Таблица 1

элементов в породах зеленокаменного пояса

Вулканиты				Дайки габбро-диоритов, $n=8$		Ранний метасоматоз				Кварцевые жилы, $n=11$		Поздний метасоматоз, $n=9$	
Щелочное габбро, $n=8$		Габбро, $n=23$				ν_{1-3}, $n=13$		ν_4, $n=10$					
$\overline{X}$	σ	$\overline{X}$	σ	$\overline{X}$	σ	$\overline{X}$	σ	$\overline{X}$	σ	$\overline{X}$	σ	$\overline{X}$	σ
52,62	3,31	49,41	1,22	56,37	1,62	64,16	7,59	74,75	2.21	95,96		69,32	5,14
2,56	1,02	1,39	0,29	0,97	0,19	0,58	0,25	0,20	0,09	0,04		0,28	0,38
14,92	1,23	14,60	0,35	15,65	0,98	15,89	1,78	13,35	0,68	1,53		16,13	1,31
4,22	0,97	4,36	2,22	2,95	0,21	2,95	1,47	0,73	0,44			1,02	0,49
6,63	1,58	8,88	2,16	5,53	0,73	2,94	1,27	1,86	1,27	1,11		1,83	1,68
5,89	1,79	7,02	0,86	5,07	0,71	3,03	2,10	0,76	0.41	0,24		0,25	1,97
7,00	1,43	10,95	0,35	6,54	0,76	4,74	1,54	1,95	1,58	0,67		2,40	4,74
2,32	0,25	2,38	0,99	3,55	1,94	3,80	0,70	4,94	1,64	0,25		6,47	0,59
3,53	1,15	0,50	0,17	3,23	0,42	1,69	0,42	1,69	0,92	0,18		1,07	0,48
82	76	372	1374	45	30	21	16	9	6	19	35	13	11
128	32	103	97	172	3	83	51	33	37	68	138	38	23
48	21	49	21	26	13	9	11	1	6	1	3	0	0
259	472	325	616	43	39	21	16	7	15	5	12	11	11
94	35	432	517	160	160	80	90	26	32	43	44	76	75
1603	359	1591	798	844	454	502	364	205	250	188	139	167	89
230	48	171	79	89	60	28	65	7	31	0	0	21	61
627	508	314	485	1647	1196	1052	558	580	890	281	401	704	454
236	152	249	204	898	511	522	191	235	423	79	79	248	176
15	11	11	4	16	11	8	4	4	4	1	2	3	3
54	59	13	24	54	26	18	14	11	6	7	10	38	31
49	24	42	54	86	75	27	17	33	32	39	41	19	26
2	1	3	2	3	2	2	1	2	2	49	3016	2	1

значения $T = 350$—450 °С и $P = 4$—$4{,}5$ кбар [Перчук, 1970; Плюснина, 1973; Brown, 1977].

Вулканиты состоят из амфибола тремолит-актинолитового ряда, бледно-зеленой роговой обманки, олигоклаза, эпидота. Среди сланцеватых, реже массивных текстур отмечены признаки вулкапогенного происхождения: лейстовидный и игольчатый плагиоклаз среднего состава, микрофельзитовое вещество. Афмибол-плагиоклазовые термобарометры показали значения $T = 550$ °С и $P = 4$—5 кбар. Это соответствует области перехода от фации эпидотовых к фации куммингтонитовых амфиболитов в зоне умеренных давлений. Нижняя толща сложена монотонными андезитобазальтами, возраст для которых свинец-свинцовым методом по циркону датируется в 2560 ± 60 млн лет (аналитик Е. С. Богомолов, лаборатория геохронологии и геохимии изотопов ИГГД АН СССР).

По химизму в составе комплекса вулканитов выделяются базальтовые коматииты, толеиты, андезитобазальты и риолиты. Ранний магматизм пояса представлен исключительно базальтовыми коматиитами (см. табл. 1), в значительной степени обогащенными марганцем относительно близких по составу пород комплекса ν_2, в меньшей степени — Ni и Li (см. табл. 2). Базальтовые коматииты комплекса ν_2 относительно продуктов раннего магматизма обогащены Co, Cr, V, Ag и особенно Ba. Значительная обогащенность Ba отмечается и для базальтов. Андезитобазальты отличаются относительно базальтов повышенными содержаниями Sr и пониженными концентрациями Mn. В целом для преимущественно базитового вулканогенного комплекса отмечена бариевая специализация, а в продуктах раннего ультраосновного — основного магматизма —

Таблица 2

Результаты математической корреляции пород методом нормированной разности

Порода	Cu			Zn			Co			Ni			Cr			Mn		
	t	m	t_β	t	m	t_β	t	m	t_β	t	m	t_β	t	m	t_β	t	m	t_β
Коматииты-базальты, ν_2	3,66	6	2,45	3,83	9	2,31	8,31	9	2,26	14,35	10	2,23	29,59	11	2,20	1,52	21	2,07
Базальты-андезиты, ν_2	0,98	14	2,14	5,68	13	2,16	4,82	13	2,16	27,01	6	2,45	37,19	10	2,23	8,00	12	2,18
Коматииты, ν_2 коматиты, ν_1	6,83	5	2,57	8,11	5	2,57	4,75	10	2,23	3,78	10	2,23	14,80	12	2,18	13,48	10	2,23
Габбро-щел. габбро	34,01	29	2,05	5,84	17	2,11	0,48	8	2,31	5,55	10	2,23	281,41	29	2,05	0,14	13	2,23
Габбро-базальты, ν_2	40,96	26	2,06	6,96	14	2,14	5,59	13	2,18	5,75	12	2,18	3,44	11	2,20	33,52	12	2,18
Габбро-андезиты, ν_2	42,23	24	2,06	0,93	17	2,11	11,74	13	2,16	54,97	25	2,06	67,38	29	2,05	51,56	22	2,06
Андезиты, ν_2, габбро-диориты, ν_3	0,88	10	2,51	25,69	6	2,45	1,62	14	2,14	5,18	14	2,14	17,13	13	2,16	35,45	15	2,13
Базальты, γ_{1-3}	7,13	9	2,60	12,83	12	2,18	17,03	11	2,20	28,20	6	2,45	36,64	7	2,36	76,14	12	2,18
γ_{1-3}— γ_4	4,50	23	2,06	18,51	23	2,06	6,76	24	2,06	6,86	21	2,07	16,34	20	2,08	41,59	23	2,06
γ_4-кварцевые жилы	5,13	14	2,14	8,70	16	2,10	0	18	2,10	1,24	20	2,08	6,34	20	2,088	2,77	18	2,10
γ_4-эйситы	2,98	13	2,16	1,99	18	2,26	1,29	9	2,26	2,43	18	2,10	12,09	14	2,14	6,43	16	2,13

Окончание табл. 2

Порода	V			Ba			Sr			Si			Rb			Ag			Au		
	t	m	t_β	t	m	t_β	t	m	t_β	t	m	t_β	t	m	t_β	t	m	t_β	t	m	t_β
Коматииты-базальты, ν_2	3,73	9	2,26	13,05	8	2,31	31,37	12	2,18	3,50	12	2,18	6,89	12	2,18	1,16	8	2,18	1,16	11	2,20
Базальты-андезиты, ν_2	10,77	13	2,16	11,51	13	2,16	7,92	13	2,16	0,76	15	2,13	0	14	2,14	0,53	22	2,14	0,11	10	2,23
Коматииты, ν_2 коматиты, ν_1	10,68	6	2,45	48,61	5	2,57	12,20	9	2,26	3,51	13	2,16	1,10	12	2,18	7,79	5	2,18	1,68	15	2,13
Габбро-щел. габбро	17,47	11	2,20	34,05	10	2,23	1,87	18	2,31	2,83	6	2,45	12,48	6	2,45	2,42	11	2,45	2,20	12	2,18
Габбро-базальты, ν_2	11,91	9	2,26	41,68	8	7,31	49,02	7	2,36	2,11	10	2,23	8,00	10	2,23	1,96	13	2,23	1,58	8	2,31
Габбро-андезиты, ν_2	1,01	10	2,23	29,62	18	2,10	73,81	9	2,26	1,31	9	2,31	7,71	11	2,20	1,77	13	2,20	0,12	14	2,14
Андезиты, ν_2, габбро-диориты, ν_3	17,94	13	2,16	80,45	14	2,14	8,04	15	2,13	1,35	15	2,13	9,88	17	2,11	6,75	14	2,11	0,32	14	2,14
	41,22	10	2,23	34,97	12	2,18	20,24	8	2,31	4,97	12	2,18	5,50	11	2,20	14,39	14	2,20	5,32	18	2,10
Базальты, γ_{1-3}	41,50	18	2,10	7,57	23	2,06	38,39	15	2,13	4,78	30	2,05	5,53	23	2,06	15,99	16	2,06	6,28	15	2,13
γ_4-кварцевые жилы	3,98	9	2,26	26,70	16	2,13	22,17	21	2,07	3,87	18	2,10	3,27	20	2,08	2,28	20	2,08	5,14	16	2,12
γ_4-эйситы	4,45	15	2,13	18,13	18	2,10	1,65	17	2,11	1,19	18	2,10	13,50	11	2,20	5,67	18	2,20	1,37	16	2,12

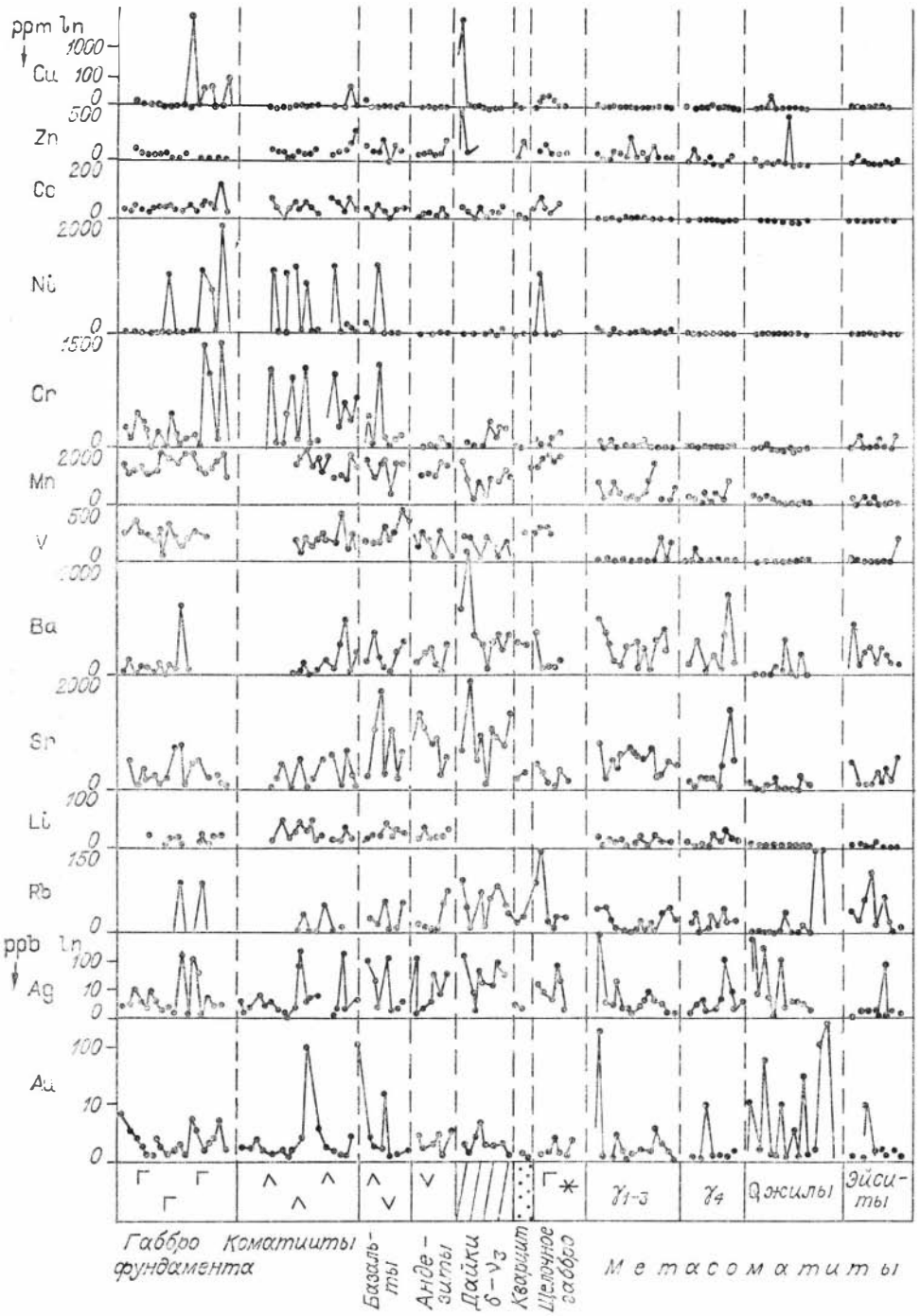


Рис. 2. Распределение элементов в породах зеленокаменного пояса.

высокая марганцовистость. Содержания Au приходятся на уровень кларковых, хотя имеются и значительно повышенные содержания среди пород основного — ультраосновного состава (рис. 2). Выявление особенностей таких высоких концентраций весьма актуально, поскольку на рассматриваемой территории издавна известны золотые россыпи, источник питания которых находится в непосредственной близости.

После образования сжатых складок и субмеридионального сквозного рассланцевания метавулканиты подвергаются регионально проявленным

низкотемпературным метасоматическим преобразованиям, которые приурочены к регрессивной стадии метаморфизма M_3. Последний характеризуется низкотемпературной амфиболитовой фацией, близкой по условиям к M_2. Процесс начинается с фельдшпатизации (назовем ее условно γ_1), породы приобретают пятнистый облик. Следующую стадию характеризует замещение роговой обманки биотитом, эпидотом и магнетитом с раскислением плагиоклаза (γ_2). Состав такой породы отвечает гранодиоритогнейсам, среди которых присутствуют маломощные (до 0,1 м) меланократовые полосы, сложенные фемическими компонентами. По этим образованиям интенсивно развивается плагиомигматизация в виде системы параллельных или секущих жил альбит-кварц-биотитового состава (γ_3). Среди данных пород появляются обособления изометричной формы, плагиогранитного состава (γ_4), локализующиеся в дальнейшем в виде жильных тел в пределах всего пояса. В периферических частях пояса они присутствуют в виде сплошных зон (см. рис. 1). Процессы метасоматоза заканчиваются до проявления этапа вертикального расплющивания образованием кварц-карбонатных жильных и послойных тел незначительной мощности (до 1,5 м). Этот метасоматоз является процессом сложного кислотно-основного взаимодействия, протекающего при высокой активности натрия.

Микроскопическое исследование минералов рудной фракции позволило сделать соответствующие выводы об изменении величин E, pH, активности кислорода и серы согласно известной методике [Маракушев, 1965; Маракушев, Безмен, 1972]. Начальные стадии γ_{1-3}, протекающие в щелочных условиях при высокой величине окислительного потенциала, характеризуются последовательным переходом в подвижное состояние Mg, Co, Ni, Cr, Mn, V, Ag, Au (см. табл. 1,2). На стадии γ_1 заметного изменения в содержании золота нет, а на стадии γ_{2-3} оно уменьшается. Средняя стадия γ_4 протекает при нейтральных условиях среды на фоне максимальной фугитивности кислорода и отмечена переходом в подвижное состояние Fe, Cu, Zn, Ba, Sr, Li, Rb. В кислотной среде формирования кварц-карбонатных жил при резком увеличении активности серы происходит последовательный переход в подвижное состояние K и Al наряду с Mn и V. В эих условиях среды инертными становятся Cu, Zn, Cr, Ag, Au. Интересно, что в данных образованиях отмечаются повышенные концентрации золота (см. рис. 2) в ряде случаев на фоне положительных аномалий Ag и литофильных элементов — Ba, Sr, Rb. Подобная положительная корреляция с литофилами выражена и в продуктах γ_{1-3}, и в отдельных метавулканитах.

В дальнейшем интенсивное проявление вертикального расплющивания и внедрение крупных интрузий плагиогранитов отделяют ранние метасоматические преобразования от позднего натрового метасоматоза. Последний проявлен локально в пределах узких зон бластомилонитов в северной части участка и развивается по широко представленным здесь интрузиям граносиенитов (см. рис. 1). Как и в предыдущем случае, процесс протекает при высокой активности натрия и начинается с раскисления плагиоклаза до низкого олигоклаза и альбита, что сопровождается последовательным переходом в подвижное состояние Mg, Fe, Ca, K. В результате в щелочной среде при возрастании фугитивности кислорода и величины E в подвижное состояние переходят Mn и Ag (см. табл. 1) при инертном поведении Zn, Co, Sr, Li, Au. Характерно накопление в продуктах натрового метасоматоза (эйситах) литофилов (Ba, Rb) и хрома.

В качестве наиболее поздних образований в пределах пояса отмечаются крупные дайковые тела габбро-диоритового состава, массивные со среднекристаллическими диабазовыми структурами. Их химический состав, а также содержания малых элементов и благородных металлов близки к андезитобазальтам верхней толщи вулканитов. Характерно обогащение дайковых образований Mn и в меньшей степени V.

ВЫВОДЫ

1. Данный объект — типичный зеленокаменный пояс гранулит-зеленокаменных областей. В нижних сечениях коры характерны ультраосновные — основные породы с преимущественно горизонтальным типом тектонических движений. Фундамент комплекса представлен гранулитами. Метаморфизм относится к умеренно-низкоградиентному типу. Стиль тектонического узора — линейный.

2. Содержание Au во вмещающих породах (метавулканитах) приходится на уровень кларкового, хотя присутствуют единичные высокие концентрации, коррелирующие с таковыми для Mn, Li и Rb. В целом для всех вулканитов характерна литофильная (бариевая) специализация, а для пород фундамента — сидерофильная (Fe, Ni, Cu).

3. Повышенные концентрации Au (на два порядка выше кларкового) формируются в ходе метасоматических преобразований, связанных главным образом с регрессивной ветвью метаморфизма, не превышающего условий низкотемпературного амфиболитового. Увеличение концентраций Au является результатом изменения различных параметров среды.

4. Увеличение содержания Au в ходе поздних стадий метасоматоза сопровождается концентрацией Cu, Zn, Cr, Ag. Характерна положительная корреляция Au с литофильными элементами на разных стадиях метасоматических преобразований.

5. В ходе метасоматоза отмечается двойственность в поведении Au, что выражается в одновременном проявлении халькофильных (математически выявленная положительная корреляция с Co, Ni, Cu, Zn, Fe, Ag) и литофильных (положительные аномалии с Ba, Sr, Rb) свойств.

Настоящая статья не столько решает, сколько ставит задачи для будущего изучения такого пока еще слабо исследованного объекта, как супракрустальные (зеленокаменные) пояса гранулит-зеленокаменных областей. Однако даже на основании приведенного примера можно утверждать, что в геохимических особенностях различных продуктов проявления эндогенных процессов кроется металлогеническое своеобразие рассматриваемой геоструктуры.

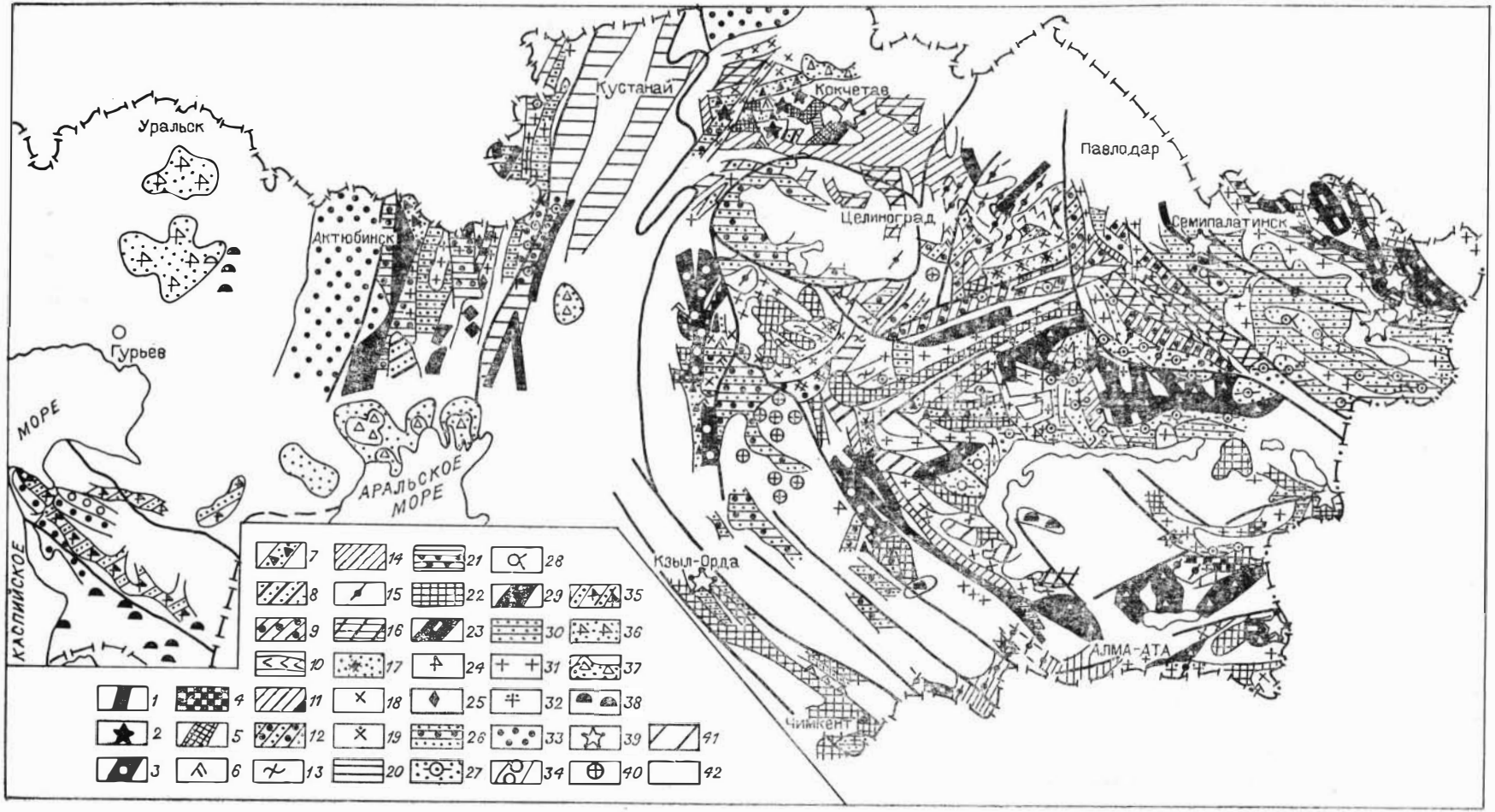
Г. Н. Щерба, Б. М. Ракишев

ГЕОХИМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ КАЗАХСТАНА

Районирование. В настоящее время еще не выработаны единая методика и принципы геохимического районирования, обобщения и использования геохимических данных при металлогеническом анализе [Геохимические карты..., 1979; Принципы..., 1981; Проблемы..., 1983].

Для большей части территории Казахстана существуют благоприятные условия (обнаженности и ландшафтно-геохимические) для проведения литохимических съемок. Это обусловило весьма широкое их применение, а их высокая эффективность была подтверждена открытием многих рудных месторождений.

При районировании территории Казахстана были использованы результаты площадного опробования (миллионы проб), обобщенные в виде литохимических карт разных масштабов по первичным и вторичным ореолам рассеяния, составленных геологическими экспедициями Мингео КазССР и другими ведомствами. Районирование нами выполнено на геотектонической основе с учетом закономерностей миграции и концентрации типовых ассоциаций рудообразующих элементов (РЭ). Использована модель ступенчатого развития земной коры (ЗК) и образования геотектоногенов [Щерба, 1970, 1981]. Типовые ассоциации для каждой площади


Уральск
Актюбинск
Кустанай
Кокчетав
Павлодар
Целиноград
Семипалатинск
Гурьев
МОРЕ
КАСПИЙСКОЕ
АРАЛЬСКОЕ МОРЕ
Кзыл-Орда
Чимкент
АЛМА-АТА
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42

(провинции, пояса, зоны, узла) получены на основе обобщения ассоциаций РЭ, установленных по материалам литохимических съемок и геохимических данных по геологическим и рудным формациям и выявленных различными методами как сложными (метод многократной корреляции и факторного анализа и т. д.), так и простыми (по кларкам концентрации и т. д.) [Ракишев, 1983]. При этом учтены и данные других исследователей [Плющев и др., 1982].

В Казахстане выделяются линейные и каркасные геотектоногены. Развитие геохимических полей (ГП) и их зональность в каждом из них (как видно из рисунка) отличаются своеобразием и являются отражением фронта геохимической миграции (дифференциации и сегрегации) элементов на уровне современного среза главным образом фанерозойских этажей и ярусов ЗК. Менее дифференцированные ГП характерны для выступов пород докембрия и, наоборот, наиболее дифференцированные, обогащенные литофильными ассоциациями,— для позднегерцинских структурных ярусов [Металлогенические провинции..., 1983].

В результате проведенного районирования территории Казахстана выделены геохимические провинции (соответствующие каркасным геотектоногенам), пояса (линейным геотектоногенам), зоны, районы и аномальные площади.

Общим для **линейных** геотектоногенов является то, что однотипные и одновозрастные ГП прослеживаются полосами вдоль генерального направления структуры и размещения геологических формаций. Выделяются зоны с сидерито-халькофильной (Fe, Ti, Cr, Ni, Co, P, V, Mn, Cu, Zn, Pb) ассоциацией, отражающие ранний этап развития структур и располагающиеся преимущественно в их осевой части. Эти зоны в одну (Чу-Илийский) или обе стороны (Алтайский, Жарма-Саурский) сменяются более молодыми халькофильными (Au, Cu, Pb, Zn, Ag, As, Sb, Mo, Bi) и лито-халькофильными (W, Mo, Sn, Ta, Nb, Pb, Zn, Cu, Au, Ag) ассоциа-

---

Геохимическое районирование Казахстана.

Площади геохимических ассоциаций. *1—7* — **докембрийские циклы:**
1 — **Cr**—FeNiTiCo магматическая и остаточные **Co-Ni**,
2 — **Z PFeTiSe**—NbTaTR карбонатитовая,
3 — **FeMnVPMo**—TiCuPbZnAuAg стратиформная,
4 — **PbZnCu**—AsBiAgCdBaMo стратиформная,
5 — **Au** — PbZnCuMoSnWFe стратиформная,
6 — **Au**—AsBiMoPbZnCuAgSnW кварцевожильная,
7 — **WMoSnYBi**—NbTaPbZnCu плутоногенная стратиформная, метаморфогенная;
8—12 — **каледонский цикл**: *8—11* — р а н н я я э п о х а (*8* — **PVMoFeMnTi**—PbZnCuBaWGeCd стратиформная,
9 — **Cu** — ZnPbBiAsAuAgMoSb колчеданная,
10 — **PbZnCuAu** — AsBaCdSb колчеданная,
11 — **PbZnBaCu**—AsBiFeMnPVSbMo стратиформная);
12—16 — с р е д н я я э п о х а (*12* — **Cu** — PbZnAgCdMoCoAs стратиформная,
13 — **Au**—AsPbZnCuBaAgBiSnMo гиповулканогенная,
14 — **Au** — AsSbCuPbAgBiHg кварцевожильная,
15 — **Cu** — MoPbZnAuAgBiAsSbWSn порфировая, кварцево-жильная, скарновая,
16 — **PbZnCu**—AuAgBiAsMoSbBa гиповулканогенная кварцевожильная, скарновая);
17—19 — п о з д н я я э п о х а (*17* — **MoSn**—BiAsPbWAuAg гиповулканогенная,
18 — **MoWSnBi**—TaNbPbZnCuAuAgAsTRHg плутоногенная,
19 — **TaNbTR**—WMoSnBiHgTR плутоногенная);
20—32 — **герцинский цикл:**
20—24 — р а н н я я э п о х а (*20* — **FeMnVPMo**—TiPbZnCuBaAuAgNiCoGeGa стратиформная,
21 — **CuZn** — AuPbBaFeHgBiHgSeTeCoCdSb колчеданная,
22 — **PbZnCuBa**—AsCdSrAgMnMoBiFeV стратиформная,
23 — **PbZnCu**—AsAuAgCdSeTeSbBiMo колчеданная,
24 — **Sr** — PbZnCuFeMnBa стратиформная);
25—30 — с р е д н я я э п о х а (*25* — **Fe**—CuAuAgZnMoPbBiAsSb скарновая,
26 — **Cu**—JnPbReOsAgCdMoHgAs медистые песчаники,
27 — **Cu—MoPbZnReAsSbCdBiAgAuHg** гиповулканогенная, порфировая, кварцевожильная,
28 — **CuNi**—CoAuPtAgPdSeTe магматическая,
29 — **PbZnCuAuAg** — BiAsSbBaMoSnW гиповулканогенная,
30 — Au—AsBiSbHgPbCuZnMo кварцевожильная);
31, 32 — п о з д н я я э п о х а (*31* — **WMoSnBi**—TaNbPbZnCuAuAgAs плутоногенная,
32 — **TaNbTRZr**—SnWGaYMoPbCuZn плутоногенная);
33—42 — **киммерийский и альпийский циклы:**
33 — **PFeMn**—VPbCuBaMoZnSr экзогенная,
34 — **Cu**—FePAuAgCoBiPbZnBaMn медистые песчаники,
35 — **Sr**—BaPbZnCuPFe гидрогенная, *36* — **B**—KMg соляные купола,
37 — **TiZr** россыпи, *38* — **MoTR** гидрогенная,
39 — **Au** россыпи, *40* — **WSnTR** россыпи,
41 — границы геотектоногенов, *42* — перекрытые территории.
Полужирным шрифтом выделены ведущие РЭ.

циями, принадлежащими более поздним структурно-формационным зонам последующих эпох.

Поперечная зональность обусловлена различной глубинностью очагов и эволюцией магматизма от раннего мантийного базальтоидного с сидеро-халькофильной ассоциацией к позднему внутрикоровому сиалическому с лито-халькофильной к периферии. Зональность чаще симметричная, но есть и асимметричная, четко коррелируется и с глубинным строением геотектоногенов, стержневые части которых обладают повышенной мощностью метабазальтового слоя. К бортовым частям возрастает мощность метагранитного слоя. Зональность носит более сложный характер в случае полицикличности и последующих тектонических нарушений.

Стержневые зоны в Чу-Илийском, Улытауйском геотектоногенах обогащены Fe, Mn, Ti, Cr, Ni, Co; в Уральском, Жарма-Саурском и Тектурмасском — Cr, Ni, Co; в Тургайском — Fe; в Чингиз-Тарбагатайском, Джунгарском, Алтайском и Северо-Тяньшанском — Pb, Zn, Cu; в Каратауском — P, V, Pb, Zn, т. е. стержневая зона, представленная докембрием, в основном сидерофильная, фанерозоем — халькофильная. Последующая халькофильная зона образована РЭ средних и поздних эпох каледонского и герцинского циклов и наиболее четко выделяется в Чу-Или, Жарма-Сауре и Южном Урале.

Для лито-халькофильной зоны характерна преимущественно литофильная (W, Mo, Sn, Ta, Nb) ассоциация поздних эпох каледонского и герцинского циклов.

Совершенно отчетливо вырисовывается и разновозрастность ГП, участвующих в схеме зональности. Например, в Чу-Илийском Cr-Ni-Co докембрийская ассоциация сменяется Au-As-Bi-Sb среднекаледонской эпохи. В Жарма-Саурском та же Cr-Ni-Co ассоциация сменяется уже Au-As-Bi-Sb среднегерцинской эпохи. Обобщенная латеральная (от осевой части к периферии) и вертикальная (снизу вверх) зональности совмещенных геохимических циклов геотектоногенов имеет следующий вид: ранняя эпоха → $\langle 1\rangle$ $\langle 1, 2, 3\rangle$ $\langle 1, 2\rangle$ (3) $\langle 1, 2\rangle$ (3) $\langle 1, 2\rangle$ (3) (1) $\langle 2, 3\rangle$ $\langle 1, 2, 3\rangle$ (1, 2, 3) $\xrightarrow{Cr,Ni,Co}$ средняя $\xrightarrow{Fe}$ эпоха — $\xrightarrow{Mn}$ (1, 2, 3) $\xrightarrow{P}$ [1] $\langle 2, 3\rangle$ $\xrightarrow{V}$ [1] $\langle 2, 3\rangle$ [1] $\langle 2, 3\rangle \xrightarrow{Cu}$ $\xrightarrow{Cu,Zn,Pb}$ $\xrightarrow{Au}$ $\xrightarrow{Fe,Ti}$ $\xrightarrow{Cu,Mo}$ поздняя эпоха — [1] $\langle 2, 3\rangle$ [1] $\langle 2, 3\rangle$ $\xrightarrow{Pb,Zn,Au,Cu}$ $\xrightarrow{Au,As}$ $\xrightarrow{Pb,Zn,Cu}$ $\xrightarrow{Au,Ag}$ $\xrightarrow{Sb,Ag}$ [1] $\langle 2, 3\rangle$ (1) $\langle 2, 3\rangle$, где 1—3 соответственно докембрийский, каледонский, $\xrightarrow{Bi,Mo,Sn,W}$ $\xrightarrow{Ta,Nb,Y,Yb,Sn}$ герцинский геохимические циклы; степень проявленности РЭ: $\langle\rangle$ — максимальная, ()— средняя, [] — слабая.

При последующих циклах, в результате поглощения, регенерации ранее отложенных ассоциаций РЭ и наложения более молодых, с общей тенденцией сохранения имеющейся зональности, последняя еще более усложняется и становится полихронной (см. рисунок).

В каркасных геотектоногенах ГП обладают решетчатым, линейно-узловым, нередко хаотическим рисунком. Геохимическая зональность имеет менее упорядоченный характер.

Сидеро-халькофильная ассоциация выступает в приподнятых древних блоках или располагается полосами по сетчатым, радиальным, редко дугообразным зонам раннего заложения. Халькофильная ассоциация здесь занимает центральные, либо периферические части. Литофильная ассоциация распространена на площадях активизированной древней континентальной коры с многократным гранитоидным магматизмом, с увеличенной мощностью ЗК.

Более поздняя палеозойская ассоциация отмечается как в пределах древних блоков, так и по их периферии. Поэтому палеозойские редкометалльные ГП окаймляют с запада и севера массивы Кокшетау и Балхаша. В Балхашском геотектоногене редкометалльная ассоциация приурочивается к участкам с более мощной сиалитизированной корой, южнее Успенского и восточнее Чу-Илийского линейных геотектоногенов.

Халько-литофильная ассоциация на площадях каркасных геотектоногенов имеет устойчивый состав и обладает тенденцией повторения от эпохи к эпохе.

Наблюдается четкая приуроченность аномальных ГП к поперечным (структурно-формационным зонам) рудоконтролирующим структурам. В узлах пересечения структурно-металлогенических зон с поперечными разломами возникли геохимические районы и аномальные участки. Со временем наблюдается возрастание роли поперечных структур для локализации ГП каледонского и герцинского циклов.

В целом геохимическая зональность территории Казахстана имеет линейно-мозаичный характер, отражает соответствующее геотектоническое строение и размещение линейно-каркасных структур ЗК, с разделением ГП по группам сидеро-, халько- и литофильных элементов. Зональность более упорядочена в линейных геотектоногенах (линейность зон) и менее — в каркасных (сетчатость, узловатость). Концентрация аномальных ГП связана с узлами пересечения продольных и поперечных разломов, границами блоков. В центре территории Казахстана преобладают халько-литофильные ГП, на западе — сидерофильные, на востоке — халькофильные. Эта тенденция определяется уровнем развитости и характером ЗК во время образования ГП.

Развитие ГП. Нахождение Казахстана на сопряжении двух крупных поясов (Уральского и Казахстано-Охотского) обусловило его высокую тектономагматическую активность и как следствие — высокую геохимическую специализацию геологических формаций, перерастающую в металлогеническую. Широкое развитие получили ГП Pb, Cu, Mo, Au, Ag, As, Bi, Sb, Fe, Ba, Zn, Sr, Mn, Cr, Ni, Co, V, P, W, Sn, Nb, Ta и др. (приведены по убывающей распространенности, см. рисунок).

Особенности геохимической эволюции ЗК Казахстана, развитие структурных этажей фанерозоя на коре континентального или промежуточного типов и активизация процессов в каледонский и герцинский геотектонические циклы обусловили более совершенную сепарацию элементов и развитие широкого спектра **сквозных** Cu, Pb, Zn, Ba, Mo, Au, Ag, Sb, Hg, As, РЭ, создававших концентрации в течение ряда эпох. При этом Cu, Pb, Zn, Ba, Au, Ag, Mo тяготеют к сидеро-халькофильным системам, Au, Ag, Sb, Hg, Bi, Mo, As, Ba — к халькофильным, Hg, Bi, Mo — к литофильным.

Cu, Pb, Zn, Ba являются ведущими ГП в структурно-формационных зонах ранних стадий и реализовались промышленно интересными колчеданными и стратиформными месторождениями. Они также характерны и для площадей развития стратиформных сидерофильных полей Fe, Mn, V, P, в месторождениях Cr, Fe-Ti, Cu-Ni (магматических формаций) присутствуют в виде элементов — примесей. В средние и поздние эпохи Cu, Pb, Zn, Ba не только сопровождают различные рудные формации халько- и литофильных систем, но и проявляются в виде гидрогенных, скарновых, медно-порфировых и полиметаллических вулканогенных формаций.

Mo проявляет биофильные свойства, накапливаясь в докембрийских и раннекаледонских углеродистых формациях совместно с V. Способность Mo образовывать фторидные и хлоридные комплексные соединения и осаждаться серой приводит к развитию его в лито- и халькофильных ассоциациях. В последней наиболее значимо накопление Mo в «порфировых» рудных формациях средних и поздних эпох каледонского и герцинского циклов.

В литофильной ассоциации Mo с Bi концентрируются в начальные стадии рудообразования (это вулканогенные и плутоногенные формации) и по мере усиления литофильности уступают ведущую роль W и Sn. Литофильный Mo наиболее характерен для линейных геотектоногенов.

Au сопровождает различные рудные формации от древних (гипербазиты Au, с Cr, Fe, Co, Ni, Cu) циклов и эпох до самых молодых (в при-

контактовых частях пермских гранитов с W, Sn, Mo). Халькофильные тенденции поведения Au отчетливы в колчеданных и гиповулканогенных медных и полиметаллических формациях, либо самостоятельных формациях в связи с магматитами средне-основного и умеренно-кислого составов в средне-позднекаледонском и средне-позднегерцинском структурных ярусах. Au также широко распространено в углеродистых формациях разного возраста, что свидетельствует о сорбционных и биофильных свойствах.

As, Sb, Hg, Ag, Bi образуют связующее звено между халько- и литофильными системами в виде протяженных ГП, являясь наряду с ведущими металлами элементами-индикаторами других типов оруденения. В сидерофильных системах они встречаются спорадически. Повсеместное широкое развитие в геотектоногенах халькофильных (Cu, Pb, Zn, Au и др.) месторождений привело к рассеянию их в сульфидах (халькопирите, галените, сфалерите, пирите и т. д.), и поэтому самостоятельные месторождения As, Sb, Hg, Ag, Bi образуются редко и только в литофильных системах Bi, Hg иногда становятся ведущими РЭ и концентрируются в промышленных количествах.

В эпитермальных условиях концентрации Hg, Sb достигают значительных величин. Геохимические поля Hg развиты вблизи глубинных разломов, ложа надвиговых пластин, трассируемых телами альпинотипных гипербазитов (Чарско-Горностаевский и др.). Наблюдается тяготение Ag к близповерхностным вулканогенным позднегерцинским месторождениям.

Кроме сквозных РЭ в геотектоногенах развиты ассоциации, тяготеющие к определенным системам.

Cr, Ni, Co преимущественно локализованы в боках фемического состава, связаны с гипербазитами, мафитами; проявляют и халькофильные свойства (Cu-Ni поля и как элементы-примеси в полиметаллических месторождениях).

Fe, Mn, P, V имеют сидерофильные свойства, связаны с базальт-андезитовым вулканизмом ранних стадий развития и сопровождают халькофильное (Cu, Pb, Zn, Au и др.) оруденение различных формаций. Габбро-перидотиты несут Fe-Ti оруденение, а на контактах диорит-гранодиоритов с карбонатсодержащими породами — Fe скарновое. При переходе Fe, P, Mn в экзогенные условия также создавались значительные концентрации.

W, Sn, Mo литофильной ассоциации тяготеют к вулканоплутонитам поздних стадий, поля Sn по сравнению с другими (W, Mo) более локализованы [Щерба и др., 1984]. Халько- и литофильные свойства Sn приводят к повышенной его концентрации в различных ассоциациях: в литофильных — совместно с W, Ta и другими производными гранитоидов, в халькофильных — Au, Ag, Pb, Zn, Cu и др. в связи с вулканитами андезит-липаритовой формации.

Следует обратить внимание на отдельные стратиформные халькофильные ГП с Sn в Улытау, Чу-Или, развитые в разновозрастных (в основном докембрийских) вулканогенно-осадочных породах, а также на приуроченность Sn к древним гранитоидам (Кокшетау, Улытау и др.).

W концентрируется в литофильных системах в связи с гранитоидами позднекаледонской и особенно позднегерцинской эпох. В сидерофильных системах W тяготеет к Fe и в достаточно больших количествах содержится в некоторых магнетитах. Реже проявляются халькофильные свойства W, например, при сопровождении сульфидного и золотого оруденения (Жарма-Саур). Известны концентрации W в обогащаемых органикой прослоях, в корах выветривания с Mn, а также в вулканогенно-осадочных толщах фемического профиля. Выявление стратиформных шеелитовых месторождений побуждает к поискам W в вулканогенно-осадочных и метаморфических толщах (Чу-Или, Кокшетау, Улытау, Тянь-Шань) на контактах с более поздними интрузиями (регенерация).

Nb, Ta весьма ограничены и развиты в литофильных системах в связи с K-Na редкометалльными гранитами и щелочно-кислыми породами поздних стадий.

Rb, TR, Zr, Nb тяготеют к щелочным разностям гранитов, нефелиновым сиенитам и карбонатитам, а также к древним гранитам.

Sr проявляет халькофильность, образуя самостоятельные крупные месторождения или сопровождая полиметаллические (Чу-Или), характерны и гидрогенные концентрации (Мангышлак).

Целая группа РЭ (In, Ge, Te, Se, Cd, Tl, Re, Nb, Zr, Tr и др.) редко образуют самостоятельные поля и сопутствуют ГП различных ассоциаций. Отдельные группы этих РЭ тяготеют либо к сидеро-, либо халько-, либо литофильным системам.

Таким образом, ГП — мобильные системы, меняющие свою конфигурацию, состав, концентрацию под влиянием наложенных эндогенных и экзогенных факторов, тектонических причин. Они тесно связаны с соответствующими геологическими формациями, взаимозависимы с рудными, отражают геохимический профиль ЗК на данный период и металлогению регионов, принадлежат к определенным циклам и эпохам. Установлены закономерности распределения ГП и их зональность в пределах геотектоногенов, выделяются новые рудоносные площади. Подтверждено важное влияние на интенсивность концентрации РЭ поперечных рудоконтролирующих структур, установленное в Казахстане еще в начале 50-х годов.

Полученные данные геохимического районирования учтены при прогнозно-металлогенических построениях, составлении металлогенических карт и должны использоваться при планировании поисково-разведочных работ.

Е. Э. Тюкова, Н. А. Гибшер

РАЗВИТИЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ПРОЦЕССА МАГМАТОГЕННО-РУДНОГО УЗЛА ЯНО-КОЛЫМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ

Магматогенно-рудный узел Яно-Колымской складчатой системы представляет собой сложное образование. Рудный узел объединяет три золоторудных месторождения (рис. 1, А—В), локализованных в экзоконтактовой части гранитоидного массива над пологопогружающейся его кровлей; оловорудная минерализация встречена в эндоконтакте гранитоидного массива; молибденовые рудопроявления, приуроченные к субвулканическим штокам гранит-порфиров, и ряд точек с полиметаллической и серебряной минерализацией обнаружены в магматических и осадочных породах.

Установлено [Аникеев и др., 1976], что вмещающие породы золоторудных месторождений А и Б метаморфизованы до пироксеновых роговиков и зеленых сланцев, а месторождения В — только зеленых сланцев. По минералогическим данным выявлено высокотемпературное (до 700 °С) воздействие на золото-кварцевые жилы со стороны гранитоидных массивов [Скорняков, 1949], а по геологическим признакам доказан «догранитный» возраст золоторудных жил [Фирсов, 1958].

На основании детальных минералогических и термобарогеохимических исследований рудных и жильных минералов, с учетом литературных данных выделены три этапа гидротермальной деятельности, формирующих месторождения сложного магматогенно-рудного узла.

Из рудных минералов исследовались арсенопирит, как наиболее устойчивый к эпигенетическим преобразованиям минерал, а также пирро-

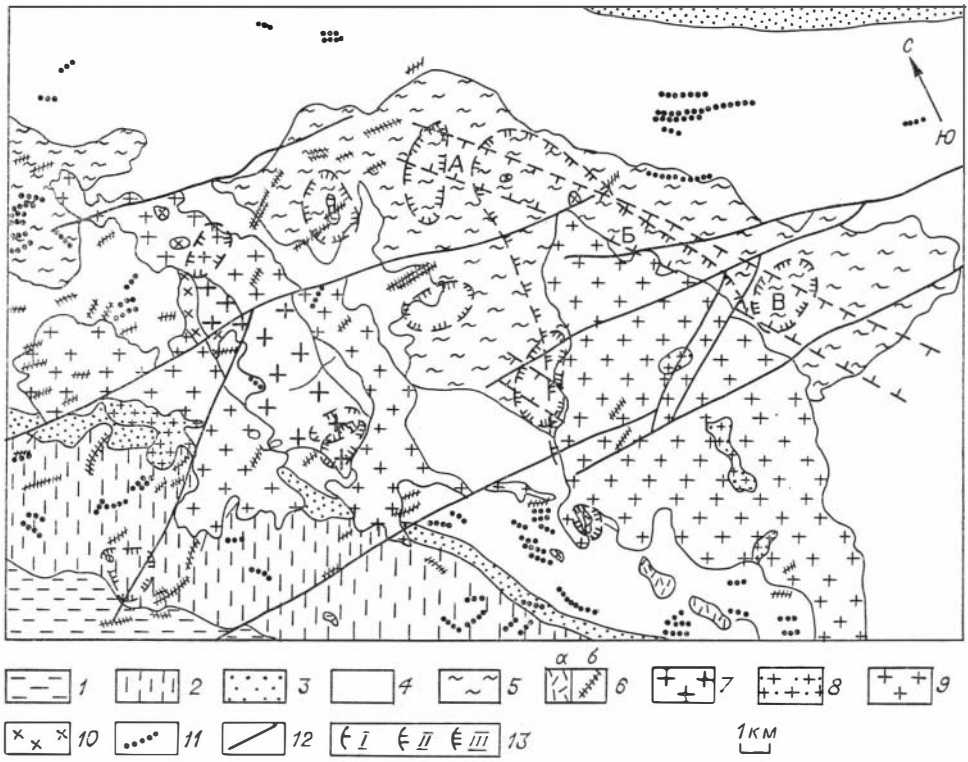


Рис. 1. Схема геологического строения рудно-магматического узла.

1 — триасовая система, нижний отдел, инрский ярус, аргиллиты, алевролиты, песчаники; *2—5* — пермская система, верхний отдел: *2* — нерюнинская толща, аргиллиты, алевролиты, песчаники, *3* — аткинская свита, аргиллиты с туфогенными обломками, *4* — тасская свита, вторая, третья и четвертая подсвиты, аргиллиты, алевролиты, песчаники, *5* — тасская свита, первая подсвита, аргиллиты с линзами песчаников и известковистых алевролитов; *6* — субвулканические тела (*а*) и дайки (*б*) гранит-порфиров и липаритов позднемелового возраста; *7* — крупнокристаллические равномернозернистые и порфировидные граниты позднемелового возраста; *8* — аплитовидные граниты позднемелового возраста; *9* — гранодиориты позднемелового возраста; *10* — диориты позднемелового возраста; *11* — дайки диоритовых порфиритов, диоритов, спессартитов и анлезитов позднемелового и позднеюрского возраста (нерасчлененные); *12* — разрывные нарушения: *13* — ареалы развития минерализации *I—III* этапов. А — В месторождения.

тин и золото; из жильных — кварц, содержащий физико-химическую информацию о развивающихся геологических событиях.

Состав арсенопирита и золота анализировался микрорентгеноспектральным методом на установке «Camebax» (аналитики В. Я. Борходоев, Г. А. Меркулов, СВКНИИ ДВНЦ АН СССР). Результаты обработаны статистически с предварительным отбором составов арсенопирита с содержанием Fe = 33,3 ± 0,4 ат.%. Элементы-примеси в минералах определялись микроспектральными (ЛМА-1 ИГиГ СО АН СССР, аналитик С. И. Портнягин), атомно-абсорбционным методами («Perkin-Elmer», ИГиГ СО АН СССР, аналитик В. Г. Цимбалист). Пирротин исследовался рентгеноструктурным методом на установке ДРОН-2 (аналитик Т. И. Махоркина, СВКНИИ ДВНЦ АН СССР). Кварц изучался методами термобарогеохимии (гомогенизация, криометрия, газовая хроматография) и определялись его термолюминесцентные свойства.

Взаимоотношение продуктов деятельности трех выделенных гидротермальных этапов позволяет объяснить сонахождение парагенезисов разного минерального состава в различных сочетаниях в пределах месторождений. Так, на примере трех золоторудных месторождений показано, что на северо-западном фланге месторождения А проявлены парагенезисы, сформированные во время проявления I и III этапов, на юго-западном фланге — первого, второго и третьего; на месторождении Б гидротермальные образования сформированы в I и II, на месторождении В — I и III этапы (см. рис. 1).

В первый «догранитный» этап гидротермальной деятельности образовались основные золотоносные жильные зоны северо-западного простирания с околожильной сульфидизацией, окварцеванием и карбонатизацией. Строение руд определяется структурным положением жил во вмещающих породах. Так, для послойных жил (или участков жил) характерно полосчатое строение, тогда как жилам секущего характера свойственны брекчиевое строение эндоконтактовых частей и однородное кристаллически-зернистое или слабо выраженное параллельно-шестоватое строение кварца центральных частей. Сульфиды (общее количество 1—2 %) образуют рассеянную вкрапленность в кварце, в обломках и реликтовых прослоях осадочных пород, а также в экзоконтактовых частях жил. Размер отдельных кристаллов достигает 3—5 мм и их агрегатов — 1 см. Главная парагенетическая ассоциация этого этапа — пирротин-пирит-арсенопиритовая с золотом, которая сменяется сфалерит-галенитовой с золотом ассоциацией, цементирующей, иногда с предварительным катаклазом, пирротин (или пирит)— арсенопиритовый парагенезис.

Второй «послегранитный» этап в пространственно-временном отношении связан с гранитоидным магматизмом. Здесь наряду с формированием самостоятельных жил штокверкового типа, актинолит-полевошпат-кварцевых метасоматитов и волластонит-диопсид-гранатовых скарнов в значительной мере были переработаны гидротермальные образования I этапа. Вследствие этого в золоторудных жилах появляются зональные, относительно кровли интрузива, преобразования. Строение сульфидно-кварцевых жил равномерно-кристаллически-зернистое с рассеянной вкрапленностью сульфидов (до 5 %, размер вкрапленников не более 1 см). Широко распространены жилы симметрично-зонального строения с полевым шпатом в эндоконтактах, иногда наблюдаются постепенные переходы лейкократовых гранитоидных апофиз в кварцевые жилы. Главная парагенетическая ассоциация II этапа — пирротин-леллингит-арсенопиритовая, установлена она как в пределах золоторудных жил, зон скарнирования и сульфидизации в осадочных породах, так и в гранитоидах (в кварцевых прожилках, в измененных гранитоидах, в пегматоидных образованиях). Парагенезис ранних минералов железа с ассоциирующими иногда молибденитом и касситеритом на этом этапе сменяется висмутин-галенитовой с золотом и халькопирит-сфалерит-пирротиновой с золотом ассоциациями.

III этап, связанный с формированием постгранитоидных субвулканических тел гранит-порфиров и даек липаритов, имеет близповерхностные вулканогенные черты и характеризуется развитием молибденовой, полиметаллической и серебряной минерализации. Гидротермальные образования локализованы в субширотных структурах и их положение не зависит от характера кровли интрузивных тел, т. е. установлены как в зонах интенсивного ороговикования, так и вне их. Для руд характерно кокардовое, брекчиевое, каркасно-пластинчатое строение, широко распространены халцедоновидный кварц, флюорит, карбонаты, цеолиты. Молибденовая минерализация встречается в виде крупнокристаллических полевошпат-кварцевых жил с крупночешуйчатым молибденитом и прожилков кристаллически-зернистого сахаровидного кварца с молибденитом, локализующихся в виде штокверков. Проявления различной минерализации III этапа пространственно совмещены только в пределах золоторудной зоны, формируя макропересечения с ранними золотоносными образованиями. Главная парагенетическая ассоциация этапа — пирротин-пирит-арсенопиритовая, которая видоизменяется в зависимости от физико-химической обстановки и сменяется полиметаллической, сульфосольно-полиметаллической и серебросодержащими ассоциациями.

Ниже приведены результаты детального исследования минералов.

К в а р ц I этапа насыщен флюидными включениями, содержащими кроме газовой фазы и водно-солевого раствора фазу жидкой углекислоты. Количество углекислоты от общей суммы газов во флюиде достигало 30 %, а общая газонасыщенность — 900 мг на 1 кг кварца, концентрация солей

в растворе — 20—25 мас.% (экв. NaCl). Минимальная температура кристаллизации (без поправок на давление) 280—320 °С, коэффициент восстановленности флюида 0,008. Термолюминесцентные свойства кварца первого этапа проявлены двумя низкотемпературными пиками при 200 и 240 °С, встречающимися либо порознь, либо одновременно.

Кварц II этапа содержит большое разнообразие флюидных включений. Характерными для кварца этого этапа являются включения, содержащие, помимо газовой фазы и водно-солевого раствора, кристаллики солей. В силу этого солевая концентрация раствора повышалась до 25—40 мас.% (экв. NaCl). Уменьшалось содержание углекислоты в газовой фазе до 10 %. Общая газонасыщенность 420 мг/кг. Менялся качественный состав раствора, коэффициент восстановленности составлял 0,02, а температура кристаллизации кварца (по данным гомогенизации, без поправок на давление) достигала 460 °С. Термолюминесцентные свойства кварца проявлены одним высокотемпературным пиком при 300—320 °С.

Для кварца III этапа характерны газово-жидкие включения с мозаичным строением стенок вакуолей. Мозаичная картина аналогична той, которая возникает при раскристаллизации гелеобразного вещества. Минералообразующие растворы продолжали оставаться концентрированными (20—23 мас.%, экв. NaCl), но значительно снизилось содержание углекислоты (до 4 %). Общая газонасыщенность 450 мг/кг. Температура кристаллизации поднималась до 360 °С. Кварц обладает различными термолюминесцентными свойствами: для кварца с молибденовой минерализацией обычны два пика — низкотемпературный (200—220 °С) и высокотемпературный (300—330 °С); сереброносный кварц имеет один интенсивный низкотемпературный пик (200—210 °С).

А р с е н о п и р и т. Кристаллы арсенопирита I этапа имеют зональное, зонально-блоковое строение. Состав арсенопирита в целом «сернистый», элементы-примеси Co, Ni, Cu, Bi, суммарно не превышают 0,1 мас.%, причем отношение Co/Ni всегда меньше единицы. Содержание золота и серебра в арсенопирите достигает 4,5 и 2,3 кг/т соответственно, при постоянном значении отношения Au/Ag > 1. Наиболее высокие содержания золота имеет тонкозернистый арсенопирит. Составы арсенопирита на каждом из трех золоторудных месторождений характеризуются нормальным распределением со средними составами $Fe_{1,000}As_{1,000}S_{1,000}$ — месторождение А, $Fe_{1,002}As_{0,961}S_{1,037}$ — месторождение Б и $Fe_{1,000}As_{0,978}S_{1,022}$ — месторождение В (см. рис. 2) для n соответственно 19, 33, 18; дисперсия не превышает 0,000 n. Средние значения содержаний мышьяка и серы значимо различаются между собой.

Кристаллы арсенопирита II этапа имеют однородное внутреннее строение. Иногда центральные части кристаллов арсенопирита сложены леллингитом, что, по-видимому, отражает эволюцию минералообразующего раствора на фоне последовательной кристаллизации, так как признаки реакционных взаимоотношений на границах фаз отсутствуют. Наиболее часто встречаются сингенетичные агрегаты арсенопирита, леллингита и пирротина без признаков временной последовательности образования минералов. Парагенезисы арсенопирита локализованы закономерно в области распространения «послегранитного» гидротермального этапа. Так, трехфазный парагенезис пирит + арсенопирит + леллингит, самый низкотемпературный парагенезис с арсенопиритом [Козлов и др., 1986], установлен на расстоянии 350—400 м от пологопогружающейся кровли гранитоидной апофизы, тогда как ближе распространен более высокотемпературный парагенезис арсенопирит + леллингит [Козлов и др., 1986; Kretschmar, Scott, 1976]. Арсенопирит содержит незначительное количество элементов-примесей Co, Ni, Cu, Sb, Ag до 0, n мас.%, в единичных случаях содержание Co достигает 1 мас.% (по данным локального микроспектрального анализа). Суммарное содержание кобальта и никеля по данным атомной абсорбции не превышает 0, n мас.%, причем величина отношения Co/Ni всегда больше единицы. Содержание золота в арсенопи-

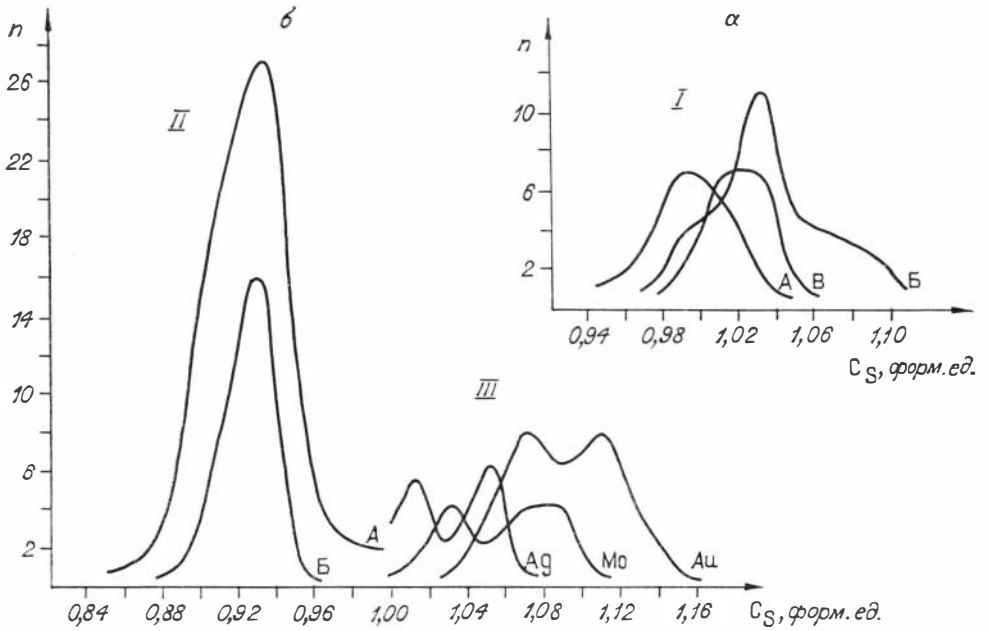


Рис. 2. Состав арсенопирита.
а — I (месторождения А — В), *б — II* (месторождения А, Б) и *III* (проявления Ag, Mo и золоторудные месторождения) этапы.

рите II этапа не превышает 7 г/т (атомно-абсорбционный анализ) и возрастает до 30 г/т в случае пространственного совмещения с гидротермалитами I этапа. Значение золотосеребряного отношения преимущественно больше единицы. Для арсенопирита этого этапа характерна примесь висмута (до 0,2 мас.%). Состав арсенопирита по основным компонентам охарактеризован выборками по двум месторождениям ($n_{\text{I}} = 74$, $n_{\text{II}} = 27$), которые аппроксимируются нормальным законом и имеют значимо неразличающиеся средние составы $Fe_{1,001}As_{1,076}S_{0,923}$ и $Fe_{0,998}As_{1,078}S_{0,924}$ (рис. 2). Принципиально иные физико-химические условия II этапа фиксируются в коррозии и образовании частичных и полных псевдоморфоз пирротина II этапа по «сернистому» арсенопириту I этапа, а также в реакционном замещении «сернистого» арсенопирита парагенезисом арсенопирит + леллингит. О минералообразовании II этапа в условиях высоких температур (порядка 500 °С) свидетельствует состав «реликтового» арсенопирита I этапа в зоне влияния II, максимум которого на фазовой диаграмме попадает в γ область [Козлов и др., 1986].

Арсенопирит III этапа иногда на 90 % слагает прожилки мощностью до 3 см. Кристаллы имеют тонкозональное внутреннее строение. Содержание золота в арсенопирите по данным атомной абсорбции колеблется в пределах 0,07—11,2, серебра — 0,55—640 г/т, причем отношение Au/Ag во всех случаях (7 определений) меньше единицы. Аналогично второму гидротермальному этапу в арсенопирите третьего присутствует примесь висмута (0,0 *n* мас.%) и на молибденовых проявлениях—кобальта (0, *n* мас.%) с величиной отношения содержаний $Co/Ni > 1$. Состав арсенопирита в целом наиболее «сернистый». Для всех типов проявлений узла, где встречаются гидротермальные образования III этапа, характерно бимодальное распределение состава арсенопирита, причем в каждом из пиков «сернистость» возрастает в направлении Ag, Mo, Au проявлений. Средними значениями для первых пиков соответственно являются составы: $Fe_{1,001}As_{0,982}S_{1,017}$ ($n = 6$), $Fe_{1,006}As_{0,968}S_{1,026}$ ($n = 6$), $Fe_{0,999}As_{0,932}S_{1,069}$ ($n = 15$); для вторых: $Fe_{0,998}As_{0,952}S_{1,050}$ ($n = 7$), $Fe_{0,999}As_{0,922}S_{1,079}$ ($n = 9$), $Fe_{0,997}As_{0,889}S_{1,112}$ ($n = 16$). В отдельных образцах арсенопирита отмечается примесь сурьмы до 0,2 мас.%. Реакционные взаимоотношения между парагенези-

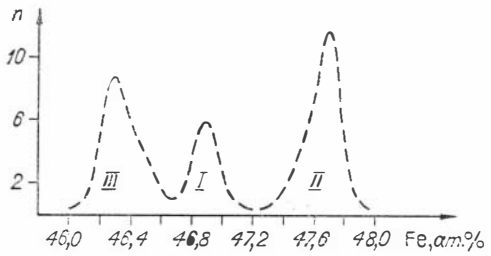


Рис. 3. Содержание железа в пирротине *I—III* этапов кристаллизации.

сами арсенопирита ранних этапов и третьего не установлены: в случае пространственного совмещения арсенопирит (III этап) образует самостоятельные зерна в перекристаллизованном кварце. Установлены вариации состава парагенезисов минералов системы Fe—As—S. Так, на молибденовом проявлении более ранняя пирротиновая ассоциация сменяется пирит-арсенопиритовой и далее пиритовой; в карбонатной линзе с серебро-полиметаллической минерализацией преобладает пирит с незначительным количеством пирротина.

П и р р о т и н I этапа образует включения в арсенопирите и ксеноморфные агрегаты зернистого строения. Количество элементов-примесей не превышает 0,01 мас. %. Содержание железа в пирротине характеризуется нормальным распределением в интервале 46,7—47,3 ат.% (рис. 3; $n = 9$). Пирротин I этапа кристаллизовался в моноклинной сингонии.

Пирротин II этапа в парагенезисе с арсенопиритом и леллингитом имеет мелкозернистое гранулированное строение. Количество элементов-примесей не превышает 0,0 *n* мас.%. Распределение содержаний железа подчиняется нормальному закону в области 47,3—47,9 ат.% ($n = 15$). Пирротин II этапа на ранних стадиях кристаллизовался в гексагональной сингонии, к концу процесса сменяясь моноклинной модификацией.

Пирротин в гидротермалитах III этапа встречается в виде самостоятельных обособлений пластинчатых агрегатов (до 2—3 см) с крупнозернистым внутренним строением и в срастании с арсенопиритом и пиритом. Для него характерна примесь кобальта (0, *n* мас.%). Пирротин III этапа имеет наиболее «сернистый» состав, и содержание железа характеризуется нормальным распределением в пределах 46,0—46,7 ат.% ($n = 14$). Пирротин кристаллизовался в моноклинной сингонии.

З о л о т о раннего этапа исследовалось в области минимального влияния гранитоидов на гидротермальные и осадочные образования: на северо-западном фланге месторождения А и на месторождении В. Наиболее распространено мелкое золото (до 1 мм), отлагающееся по микротрещинкам в кварце и сульфидах. Внутреннее строение золота зернистое с однородным иногда двойниковым характером отдельных зерен. Средняя пробность золота на фланге месторождения А составляет 760, а на месторождении В — 730 (рис. 4).

В области максимального влияния интрузива и связанной с ним второй волны гидротермального процесса по результатам геолого-разведочных работ наблюдается значительное укрупнение золота и возрастает степень неоднородности его распределения в рудах. В целом общее содержание золота в зоне

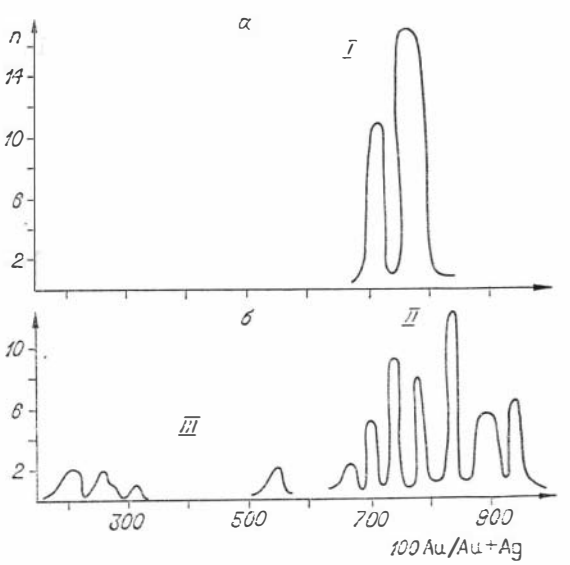


Рис. 4. Вариации пробности золота.
а — I, б — II и III этапы.

снижается. Оно отмечается в арсенопирите II этапа в виде мелкой (0,0 *n* мм) вкрапленности, рассеянной или локализованной по зонам роста, пробность его составляет 800—850. В более поздних висмутин-галенитовой и халькопирит-сфалерит-пирротиновой ассоциациях пробность золота возрастает до 960. Пределы колебания пробности золота в околоинтрузивной зоне 650—960 (см. рис. 4). Наиболее высокопробное золото характеризуется гомогенным строением, тогда как золото средней пробности 720—800 имеет проявленные в разной степени диффузионные зоны, образование которых связано с процессом выноса серебра [Болотова и др., 1982]. Появление высокопробного золота, значительная дисперсия пробности, распространенность идиоморфных кристаллов считаются главными признаками температурного преобразования [Моисеенко, 1977; Николаева, 1978). Эта точка зрения на данный объект отражена в работе Л. В. Фирсова [1963]. По нашим данным, интенсивность эпигенетических преобразований золота подчиняется зональности проявления второго гидротермального этапа, при этом не исключен и температурный фактор воздействия.

Золото в проявлениях собственно III этапа не установлено, для них характерно серебро в самородной и сульфидной форме (акантит). В то же время при пространственном совмещении третьего гидротермального этапа с золотосодержащими образованиями ранних этапов в рудах появляются золото пробностью 650, электрум (500—550), кюстелит (170—310). Низкопробное золото, электрум и кюстелит не имеют признаков эпигенетических преобразований, а образуют прожилки в высокопробном золоте, самостоятельные обособления, иногда с включениями последнего; почковидные агрегаты электрума и кюстелита нарастают на золото высокой пробы.

Таким образом, формирование месторождений магматогенно-рудного узла происходило в три этапа: первый —«догранитный» и два последующих —«послегранитные». Основой выделения этапов гидротермального процесса в рамках узла послужили главным образом исследования парагенезисов минералов системы Fe—As—S и физико-химические условия их образования.

I этап. Типоморфным элементом (и минералом) является золото. Золото, отложенное в I этап, в последующий период подвергалось температурным и химическим преобразованиям, которые привели к существенному перераспределению его («отгонке») в околоинтрузивной зоне и новообразованиям в гидротермалитах II и III этапов. Главный парагенезис (пирротин — пирит — арсенопирит — золото) кристаллизовался в интервале температур 280—320 °С из окисленных флюидов с высокой общей газонасыщенностью и преобладанием углекислоты.

II этап. Типоморфные элементы — Sn, Bi, Mo, которые образуют самостоятельные минералы (касситерит, висмутин, молибденит). Главный парагенезис (пирротин — леллингит — арсенопирит) кристаллизовался в интервале температур 250—500 °С согласно температурной зональности околоинтрузивной зоны (поля) из высококонцентрированных растворов в относительно восстановительных условиях, о чем свидетельствует присутствие в газовой фазе флюидов CO, H_2, CH_4 и, вероятно, при пониженной активности серы (гексагональный пирротин образуется без фазы пирита). К концу II этапа активность S повышается, что фиксируется в смене гексагонального пирротина на моноклинный.

III этап. Типоморфные элементы — Sb, Ag, Mo, самостоятельные минералы — фрайбергит, пираргирит, диафорит, буланжерит, акантит, самородное серебро, молибденит; Sn встречается в сульфидной форме (станнин), Bi и Co — в качестве примеси в минералах. Руды III этапа формировались в резко неравновесных условиях из окисленных флюидов до температур порядка 350 °С. На ранних стадиях образуются молибденит и пирротин, которые позже сменяются пирротин(+ арсенопирит)-пиритовым парагенезисом и далее пиритом (+ марказит), что связано, по-види-

мому, с возрастанием активности серы к концу процесса. Активность серы, судя по составу парагенезисов и отдельных минералов, вероятно, минимальной была в течение II этапа и максимальной — в III. Флюиды, формирующие парагенезисы III этапа, в отдельные периоды были в коллоидальном состоянии, которое свойственно близповерхностным условиям [Долгов, 1959].

И. Н. Маликова, Ю. И. Маликов, Л. Д. Иванова,
А. Н. Дмитриева, В. Г. Кишкина

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА ВОСТОЧНОЙ ТУВЫ

Представление о внутрикоровом палингенном выплавлении гранитоидных магм [Шахов, 1956, 1960, 1966] позволяет рассмотреть исходные для них субстраты в качестве первоначального источника рудного вещества, связать региональные геохимические особенности гранитоидов и их эволюцию, масштаб концентрирования редких и рудных элементов в процессе их формирования с положением в зонах, различающихся по структурно-вещественному принципу: фемических — Ф, сиалических — С и фемически-сиалических — ФС [Радкевич, 1959; Маликова, 1978; Щербаков и др., 1981; Маликова, Алабин, 1981]. Изменения петрогеохимических особенностей гранитоидов в пространстве и во времени представляются при этом ступенями процесса дифференциации вещества литосферы на разных этапах развития подвижных областей.

Ранний этап наиболее полно проявился в Ф-зонах плагиогранитными и тоналитовыми интрузиями. Во внешних частях эвгеосинклиналей с сокращенными разрезами вулканогенных пород базальтового и андезито-базальтового состава формируются диорит-тоналит-гранодиоритовые ассоциации, характерные для ФС-зон.

Заложению С-зон обычно предшествуют процессы осадкообразования, принципиально увеличивающие степень дифференцированности исходных субстратов. В С-зонах преобладают гранитоиды гранит-лейкогранитной формации, т. е. преимущественно нормальные и субщелочные натрий-калиевые граниты; завершается развитие гранитоидного магматизма редкометалльными гранитами.

Гранитоиды Ф-зон содержат повышенные по сравнению с кларковыми [Turecian, Wedepohl, 1961] количества фемических элементов (Fe, Mg, Ca, Na, Ti, Cr, Ni, Co) и более низкие — сиалических оксифилов (K, Ba, Zr, Ta, Nb, Li, Rb), что отличает их от гранитоидов, образовавшихся на основе более дифференцированной континентальной коры [Маликова, Маликов, 1983]. Металлогения Ф-зон в значительной степени определяется накоплением центростремительных и минимально-центробежных элементов в гибридных зонах гранитоидов и скарнах. В металлогении С-зон ведущими являются поздние этапы кристаллизации гранитоидных расплавов с накоплением, особенно в участках их движения, сиалических оксифилов [Щербаков, 1976а, б].

Геохимические и металлогенические особенности ФС-зон как определенного этапа в развитии подвижных областей не могут быть простым сочетанием характеристик Ф- и С-зон. Они являются отражением всей последовательности геологических событий в регионе. Геохимическая направленность развития гранитоидного магматизма ФС-зон показана на примере Восточной Тувы.

Восточная Тува представляет сложную ФС-зону с многоэтапным гранитоидным магматизмом, сопровождающимся на раннепалеозойском эта-

пе рудопроявлениями Au, Cu, W [Пинус, 1961а, б], на среднепалеозойском — Mo и W [Пятов, Семенов, 1982], а на позднепалеозойском — раннемезозойском — акцессорной редкометалльной минерализацией. Гранитоиды разных этапов в значительной степени пространственно разобщены. Раннепалеозойские гранитоиды «пестрого» состава (таннуольский комплекс) образуют преимущественно внешнюю, по отношению к жестким блокам байкальской консолидации (Агойский, Сангиленский), часть батолитового пояса. Они представлены низкощелочными высоконатровыми плагиогранит-гранодиорит-диорит-тоналитовой и диорит-тоналитовой ассоциациями и умеренно щелочной калинатровой гранит-гранодиоритовой [Дистанова, 1981]; породы плагиогранитного состава преобладают в Каахемской фемической зоне, диорит-тоналитового и гранодиоритового — в Бурен-Ондумской, а гранодиоритового и гранитного (двуполевошпатовые и лейкократовые граниты) — в Восточно-Каахемской. Нахождение аналогичных гранитов в обломках среднепалеозойских вулканических пород позволяет отнести их к поздней фазе таннуольского комплекса [Телешев, 1981; Телешев, Дистанова, 1983].

В наложенных среднепалеозойских структурах в ассоциации с вулканическими образованиями сайлыгской толщи развиты лейкократовые граносиениты и калишпатовые граниты граносиенит-лейкогранитной формации бреньского комплекса. Аналогичные граносиениты и лейкограниты установлены в зоне сочленения байкалид и салаирид в северо- и юго-восточной частях Бреньского массива [Телешев, 1981; Маликова, Косалс, 1984]. Верхнепалеозойская-раннемезозойская гранит-аляскит-щелочногранитная ассоциация улуг-танзекского комплекса приурочена к области байкальской консолидации (Сангилен).

К раннему палеозою области байкальской консолидации представляли собой жесткие геоантиклинальные фемическисиалические блоки, сложенные докембрийскими и рифейскими глубокометаморфизованными породами, насыщенными мигматитами, анатектитами, мигматит-гранитами и гнейсогранитами [Рогов, 1967; Блюман, 1981; Лепезин и др., 1974; и др.].

Сравнение некоторых петрогеохимических характеристик нижне- и верхнепротерозойских гнейсов, кристаллических и слюдистых сланцев, мигматитов и анатектитов Сангилена показывает, что формирование байкалид завершилось появлением гранитного материала достаточно высокой степени зрелости, аналогичной достигнутой в докембрийских породах Канады, Кольского полуострова, Енисейского кряжа и других регионов. Признаками такой геохимически зрелой коры являются повышенная мощность и гранитогнейсовый состав гранитно-метаморфического слоя, наличие в гранулит-амфиболитовых комплексах высокоглиноземистых гнейсов, существенно калиевых гранитов, высокая сиаличность, которая определяется не только петрогенным составом, но и повышенным содержанием редких элементов группы сиалических оксифилов (Li, Rb, Cs, Ba, U, Th и др.) [Ножкин, 1983а-в; Ножкин и др., 1986]. Коэффициенты лейкократовости $\left[K_l = \frac{(Si + Al + Na + K)}{(Fe + Mg + Ca)}\right]_{ат}$ пород увеличиваются от 4—20 в гнейсах, кристаллических сланцах и мигматитах до 25—65 в лейкократовых и аляскитовых гранитах, мигматит-пегматитах и анатектитах (рис. 1; использованы также коллекции проб Н. В. Рогова, Я. А. Косалса, А. Н. Дибинова, А. Е. Телешева). Все породы обнаруживают перенасыщенность Al. Величина $Al' = Al - (2Ca + Na + K)_{ат}$ в докембрийских породах Сангилена меняется в пределах 25—210, достигая максимальных значений в некоторых гнейсах, мигматитах и анатектических гранитах.

Наблюдаются высокие содержания редких элементов, характеризующих значительную степень сиаличности пород. Большая дисперсия на уровне фоновых содержаний элементов характеризует их большую степень зависимости от исходных субстратов, разную степень переработки процессами метаморфизма и ультраметаморфизма, различный и обычно невы-

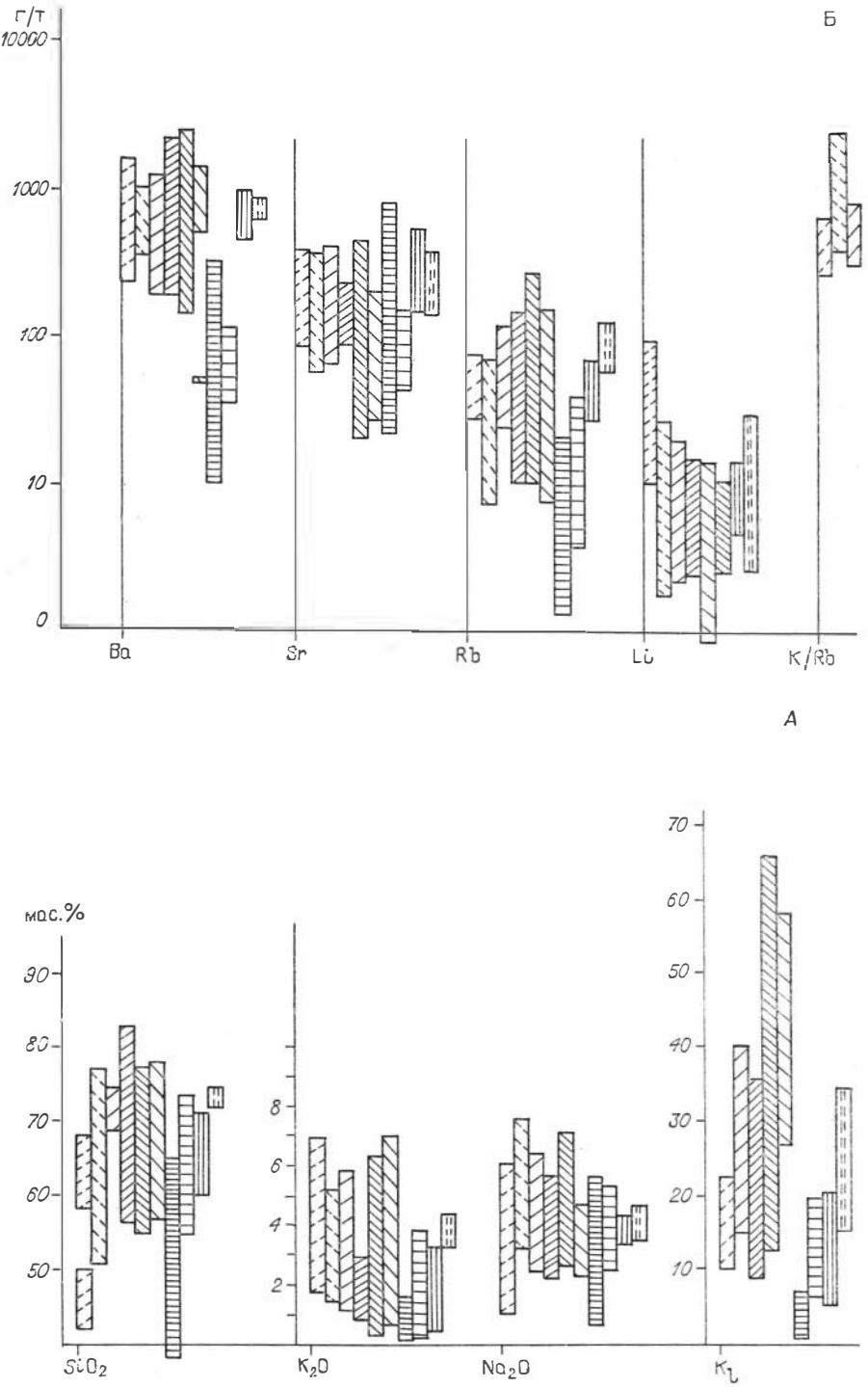
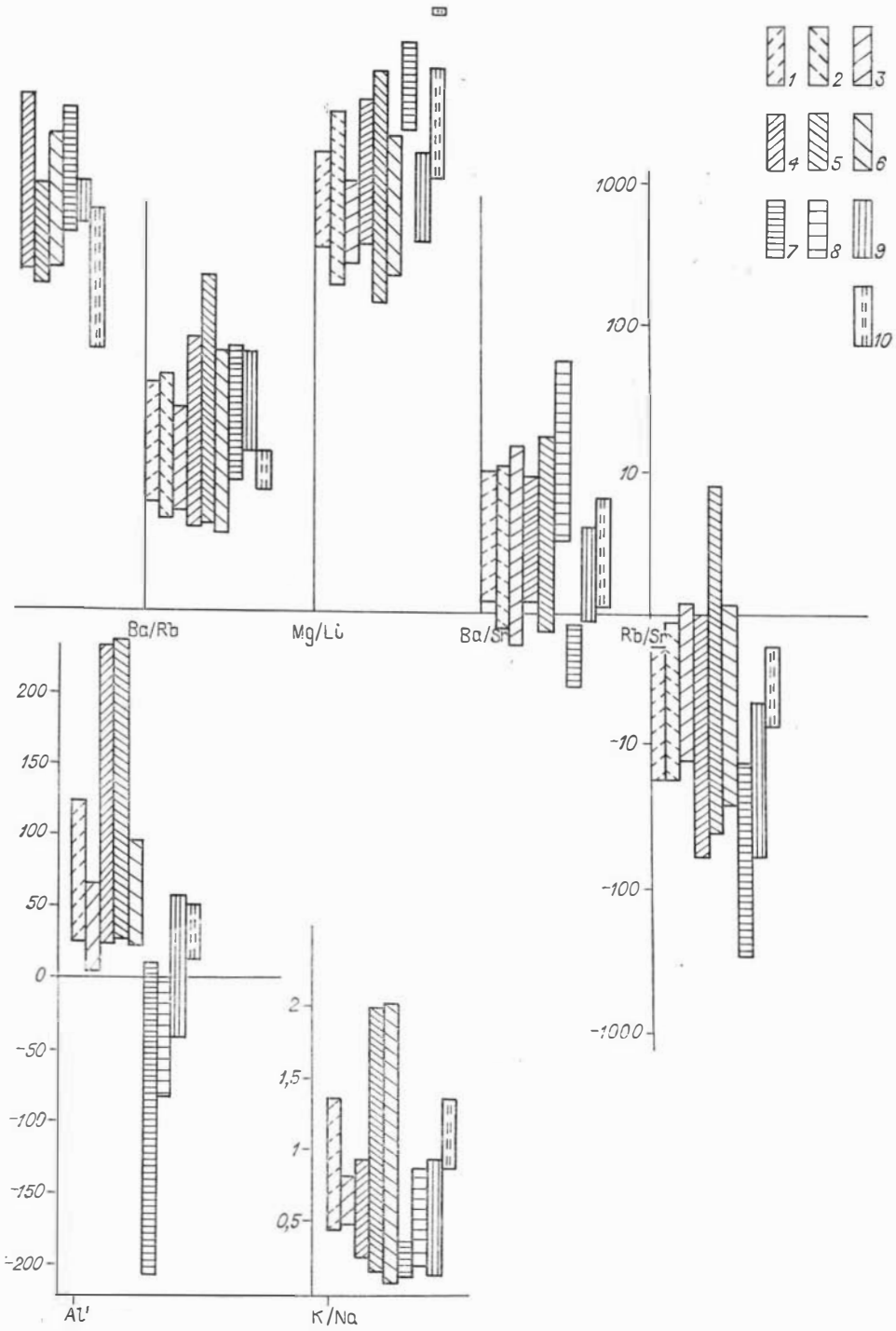


Рис. 1. Уровни содержаний и отношений некоторых петрогенных (А) и редких элементов (Б) в протерозойских и ранненалеозойских добатолитовых породах и гранитоидах таннуольского комплекса.

1—6 — протерозойские метаморфические образования Сангилена: *1* — слюдистые сланцы ($n = 17$), *2* — гнейсы ($n = 13$), *3* — гранитогнейсы ($n = 11$), *4* — мигматиты ($n = 14$), *5* — анатектиты ($n = 44$), *6* — пегматоиды ($n = 14$); *7*, *8* — породы ранненалеозойской геосинклинали (по данным

сокий уровень разделения и гомогенизации вещества. Об этом же свидетельствуют значительные вариации отношений K/Rb, Ba/Rb, Mg/Li; Rb/Sr. Так, для K/Rb отношения наблюдаются колебания от 200—350 до 1200—



авторов, с учетом материалов Г. В. Пинуса [1961], Э. И. Потолитова [1973], В. В. Волкова [1986]): *7* — основного состава ($n = 73$), *8* — среднего и кислого ($n = 14$); *9*, *10* — гранитоиды таннуольского комплекса: *9* — меланогранитоиды ($n = 84$), *10* — двуполевошпатовые и лейкократовые граниты ($n = 39$). Здесь и далее приводятся результаты анализов, выполненных в лаборатории редких элементов атомно-абсорбционным методом, аналитик Л. Д. Иванова; n — количество проанализированных проб. Остальные объяснения см. в тексте.

3900, для Ba/Rb — от 4—5 до 60—200, для Ba/Sr — от 1 (и менее) до 10—20; Rb/Sr — обычно значительно меньше 1 и лишь в некоторых гранитогнейсах, анатектических гранитах и пегматитах больше 1. Положение составов пород на диаграмме Rb—Sr [Condie, 1973] свидетельствует о зна-

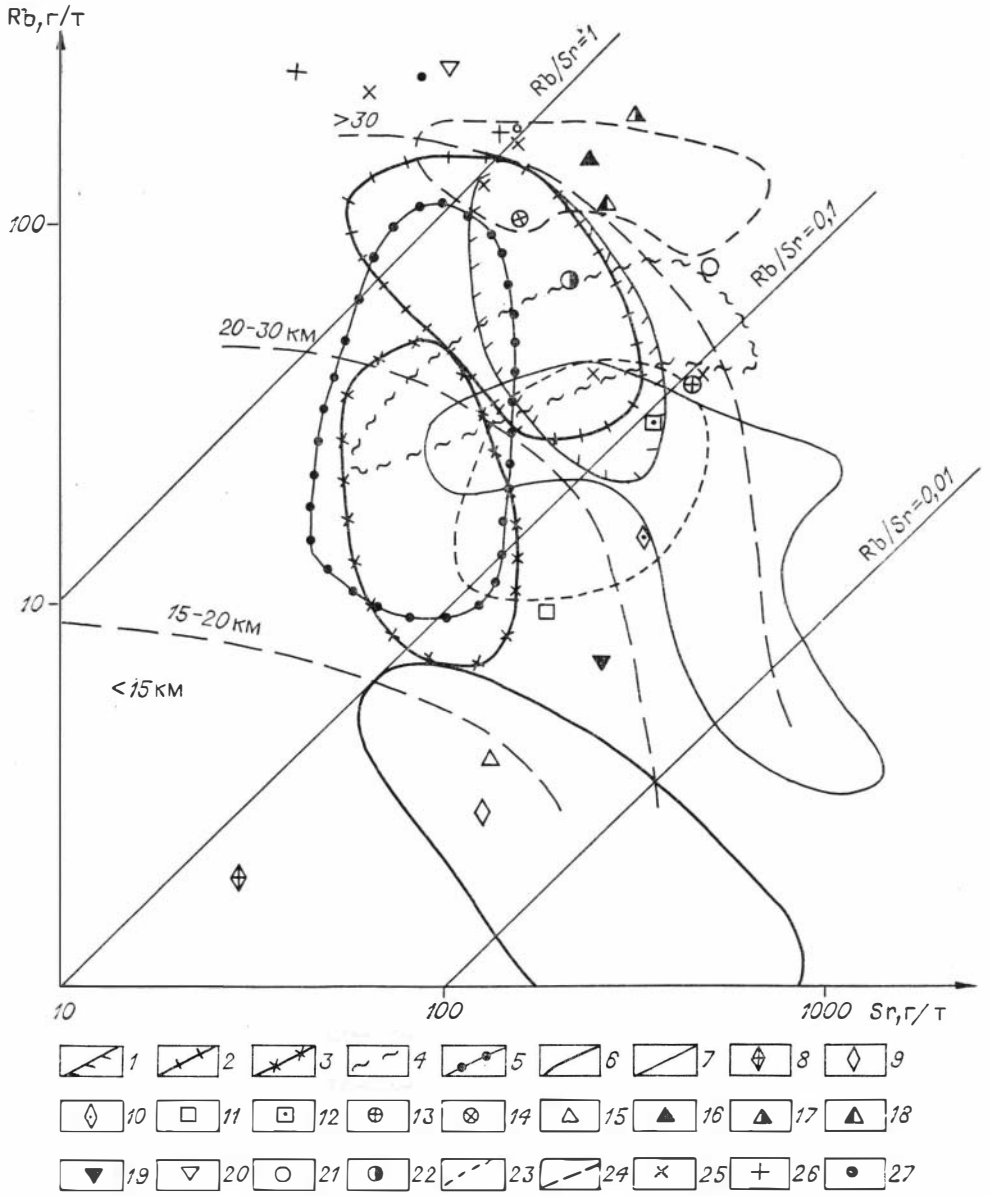


Рис. 2. Соотношение Rb и Sr в протерозойских и раннепалеозойских породах рамы (диаграмма К. С. Конди).

1—5 — неперемещенные или слабо перемещенные метаморфические образования Сангилена (PR): *1* — тесхемская толща (PR_1) ($n = 27$), *2* — салтысская толща (PR_1) ($n=25$), *3* — мугурская толща (PR_1) ($n = 19$), *4* — балыктыгхемская свита (PR_2) ($n = 10$), *5* — чертысская свита (PR_2) ($n = 12$); *6—14* — раннепалеозойские вулканические породы и габброиды можалыкского комплекса: *6* — габброиды, эффузивы основного ($n = 36$) и *7* — андезито-дацитового ($n = 23$) состава, *8* — коматиитовые базальты [Таусон, 1984], *9* — океанические толеитовые базальты (там же), *10* — андезитобазальты (там же), *11* — андезиты островных дуг [Condie, 1973], *12* — андезиты известково-щелочные (там же), *13* — дациты (там же), *14* — риолиты (там же); *15—25* — геохимические типы гранитоидов [Таусон, 1977, 1984]: *15* — плагиограниты толеитового ряда, *16* — ультраметаморфические, *17* — палингенные известково-щелочные, *18* — андезитового ряда, *19* — эндербиты, *20* — рапакиви, *21* — гранитоиды гранодиорит-тоналит-плагиогранитной субформации Кольского полуострова [Батиева и др., 1978], *22* — древний гнейсовый комплекс Свазиленда, Южная Африка [Condie, Hunter, 1976], *23* — первично-коровые граниты Центральной Карелии [Виноградов, Виноградова, 1984], *24* — архейские и протерозойские гранитоиды Центральной части Алданского щита [Рудник, Соботович, 1984], *25* — гранитоиды *J*-типа, Юго-Восточная Австралия [Collins et al., 1982; Chappell, 1984]; *26* — граниты S-типа (там же); *27* — граниты A-типа [Collins et al., 1982].

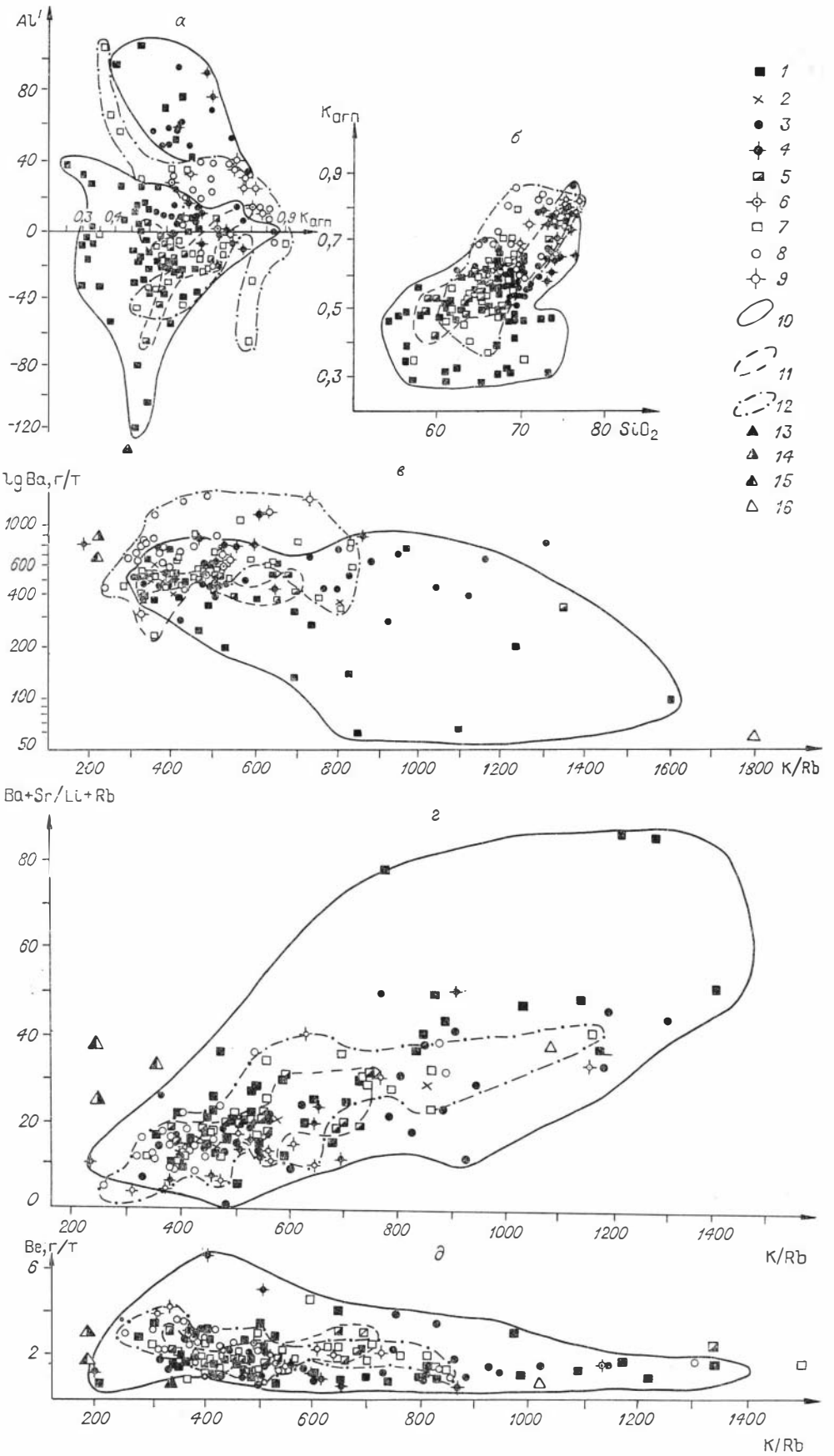
чительных различиях пород докембрийской коры (мощности 17—30 км) по степени их дифференцированности в области значений отношения Rb/Sr от 0,1 до 1 (рис. 2).

Начальный этап развития Восточно-Тувинской эвгеосинклинали фиксируется офиолитовыми комплексами зон Каахемского и Агардагского разломов, по которым стабилизированные блоки байкалид сочленяются с салаирским Восточно-Тувинским поясом. Офиолитовая ассоциация позднего рифея — раннего кембрия включает в себя, по мнению некоторых исследователей, комплекс осадочных и антидромных вулканических образований, а также разнофациальные базиты и ультрабазиты [Коробейников и др., 1980; Исаков, Жабин, 1986; и др.]. Бурен-Ондумская зона отличается меньшей мощностью вулканогенных пород основного состава, преобладанием на северном и южном флангах риолитов и дацитов, отсутствием можалыкских гипербазит-базитовых интрузий вблизи выступов байкалид [Ильин, 1982]. Распространение пород основного состава на больших площадях в Восточной Туве характеризует условия растяжения и деструкции древней континентальной коры, остатки которой, видимо, сохраняются на глубине [Пинус, 1963; Пополитов, Философова, 1973; Капустин, 1980]. Наряду с позднерифейскими-раннекембрийскими вулканогенными породами и предбатолитовыми базитами и ультрабазитами они могут существенно влиять на петрохимические и геохимические особенности раннепалеозойских сининверсионных гранитоидов.

Степень снижения уровня сиаличности добатолитовой ассоциации определяется весьма низкими величинами K_f, отрицательными значениями Al′, уменьшением среднего содержания K_2O и пределов его вариации, резким падением K/Na, Ba/Sr и увеличением Mg/Li отношений. При существенном снижении содержаний Ba и Rb содержания Li остаются примерно на уровне содержаний в анатектических гранитах; общий уровень содержаний Sr сохраняется, появляются и более высокие его содержания (до 600—700 г/т). Близкая степень снижения содержаний K, Ba, Rb в породах салаирской эвгеосинклинали определяет незначительные вариации величин отношений K/Rb и Ba/Rb. На диаграмме К. С. Конди (см. рис. 2) составы пород располагаются в области от Rb/Sr = 0,001 до 0,1, приближаясь в наиболее основных разностях к офиолитам толеитового ряда, с уменьшением мощности гранитно-метаморфического слоя континентальной коры до 13—28 км. Составы более кислых разностей, характерных для Бурен-Ондумской зоны, по степени сиаличности и мощности коры соответствуют части ассоциаций пород древнего основания и определяют ее общий ФС-характер.

Таким образом, к концу нижнего кембрия Восточная Тува представляла собой весьма контрастную зону со зрелой докембрийской корой, слагающей Сангиленский и Агойский жесткие блоки байкалид, и салаирскую эвгеосинклиналь с высоким уровнем активности мантийных процессов и теплового потока, что определило развитие главным образом в ней сининверсионного раннепалеозойского гранитоидного магматизма таннуольского комплекса.

Петрогеохимические особенности близких к автохтонным раннепалеозойских гранитоидов батолитовой формации «пестрого» состава характеризуют основные черты первичных гранитоидных магм региона, влияние на их состав исходного субстрата и роль процессов дифференциации в их становлении. Химизм меланогранитоидов (см. рис. 1) сопоставим с составами гнейсогранитных докембрийских толщ; сравнение с петрохимическими особенностями пород основного состава показывает необходимость привноса K и Si. Основное отличие их от риолито-дацитов проявляется в недосыщенности последних Al, тогда как для меланогранитоидов характерны и $Al' < 0$ и $Al' > 0$. Данные по содержанию Ba, Rb, Sr, Li в раннепалеозойских риолито-дацитах практически отсутствуют; приведенные в работах Г. В. Пинуса [1961а, б], Э. И. Пополитова и Т. М. Философовой [1973] весьма низкие содержания в них Ba и Sr свидетельствуют, видимо, о том, что эти породы не могли служить главным субстратом для образования раннепалеозойских гранитоидных рас-


а
Al'
80
40
0
-40
-80
-120
0,3
0,4
0,9
Kагп
б
Kагп
0,9
0,7
0,5
0,3
60
70
80
SiO2
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
в
lg Ba, г/т
1000
600
400
200
100
50
200
400
600
800
1000
1200
1400
1600
1800
K/Rb
г
Ba+Sr/Li+Rb
80
60
40
20
0
200
400
600
800
1000
1200
1400
K/Rb
д
Be, г/т
6
2
200
400
600
800
1000
1200
1400
K/Rb

плавов. По сравнению с породами позднерифейского — раннекембрийского мегакомплекса в меланогранитоидах наблюдается повышение уровня содержаний Ba и Rb, сужение интервалов вариации отношений K/Rb, Ba/Sr и Mg/Li; Rb/Sr — повышаются, но даже в лейкогранитоидах не выходят за пределы, характерные для докембрийских пород.

Составы лейкогранитоидов смещаются в сторону увеличения содержаний кремнезема и щелочей и уменьшения Al, Ca, Mg, следуя пантеллеритовому тренду; отношения K/Na возрастают до 0,9—1,3, коэффициент агпаитности — до 0,7—0,8, $Al' > 0$. В лейкогранитах повышаются содержания Rb (30—100 г/т), Li (1,3—14 г/т), Cs (1—1,3 г/т), Be (1—3 г/т), Pb и снижаются содержания B, Sr, величина отношения B/Be. Содержания F сильно варьируют и обычно несколько выше, чем в гранитоидах более высокой основности. По величине K/Rb-индекса дифференциации степень дифференцированности лейкогранитоидов заметно превосходит уровень и меланогранитоидов, и докембрийских пород, а наиболее высокие содержания Rb (100 г/т) в таннуольских лейкогранитах можно принять за максимально достигаемые в процессе дифференциации расплавов на раннепалеозойском этапе.

Сильные корреляционные связи K, Rb и Ba в таннуольских лейкогранитоидах отражают особенности распределения этих элементов в породах докембрийского основания. В породах лейкогранитной группы отчетливо меняется характер ряда корреляционных связей элементов (для Rb—F, Na—Be, Mg—Ca, Fe^{2+}—Co, Fe^{2+}—Ti наблюдается ослабление силы связи).

Влияние исходного субстрата на петрогеохимические особенности гранитоидов таннуольского комплекса прослеживается при сравнении гранитоидов трех ареалов Восточной Тувы: Каахемского, Бурен-Ондумского и Восточно-Каахемского. По мнению А. Н. Дистановой [1982 — 1984], ассоциации пород, характерные для этих ареалов, следует рассматривать как временной ряд фациальных типов, различающихся по условиям формирования, при значительной роли процессов магматического замещения. Породы Каахемской приразломной зоны характеризуются наименьшими вариациями петрогеохимических параметров, Бурен-Ондумская — максимальными, а Восточно-Каахемская занимает некоторое промежуточное положение (рис. 3, *а—д*). Меланогранитоиды всех трех ареалов отражают некоторые общие геохимические особенности первичных расплавов: содержания Sr, Co, Mo и величины отношений K/Rb, Na/Li, Ba/Sr, Co/Ni, Ba/Rb повышены, по сравнению с кларковыми для Ca-гранитов [Turecian, Wedenohl, 1961], а Li, Rb, Ba, Pb и отношений Rb/Sr, K/Ba, Rb/Li, Cu/Mo, Pb/Zn — понижены.

Геохимические особенности мелано- и лейкогранитоидов Бурен-Ондумского и Восточно-Каахемского ареалов показаны на графиках содержаний элементов и величин их отношений, нормированных по метеоритному веществу (рис. 4, *а—г*) [Щербаков, 1976а, б]. Для Rb—Rb/Sr, Rb—Rb/K, Ba—Ba/Sr характеристик меланогранитоидов намечается тенденция их увеличения (а для Ba и расширение пределов вариации) в Бурен-Ондумском ареале. В группе лейкогранитоидов содержания Rb и Ba и величины отношений Ba/Sr и Rb/Sr более высокие в Восточно-Каахемском ареале.

Более сложным является распределение Li и отношения Li/Mg в мелано- и лейкогранитоидных группах пород. В меланогранитоидах, и осо-

---

Рис. 3. Сравнение некоторых петрохимических и геохимических параметров гранитоидов Каахемского, Бурен-Ондумского и Восточно-Каахемского ареалов.

а — Al' — $K_{агп}$; *б* — $K_{агп}$ — SiO_2; *в* — Ba — K/Rb; *г* — (Ba + Sr)/(Li + Rb) — K/Rb; *д* — Be — K/Rb.

1—4 — Бурен-Ондумский ареал: *1* — меланогранитоиды, *2* — кварцевые сиенит-диориты, *3* — лейкогранитоиды, *4* — лейкограниты; *5*, *6* — Каахемский ареал: *5* — меланогранитоиды, *6* — лейкогранитоиды; *7—9* — Восточно-Каахемский ареал: *7* — меланогранитоиды, *8* — лейкогранитоиды, *9* — лейкограниты; *10—12* — поля составов пород ареалов: *10* — Бурен-Ондумского, *11* — Каахемского, *12* — Восточно-Каахемского; *13—16* — геохимические типы гранитоидов [Таусон, 1977, 1984]: *13* — ультраметаморфические граниты, *14* — палингенные известково-щелочного ряда, *15* — гранитоиды андезитового ряда, *16* — плагиограниты толеитового ряда.

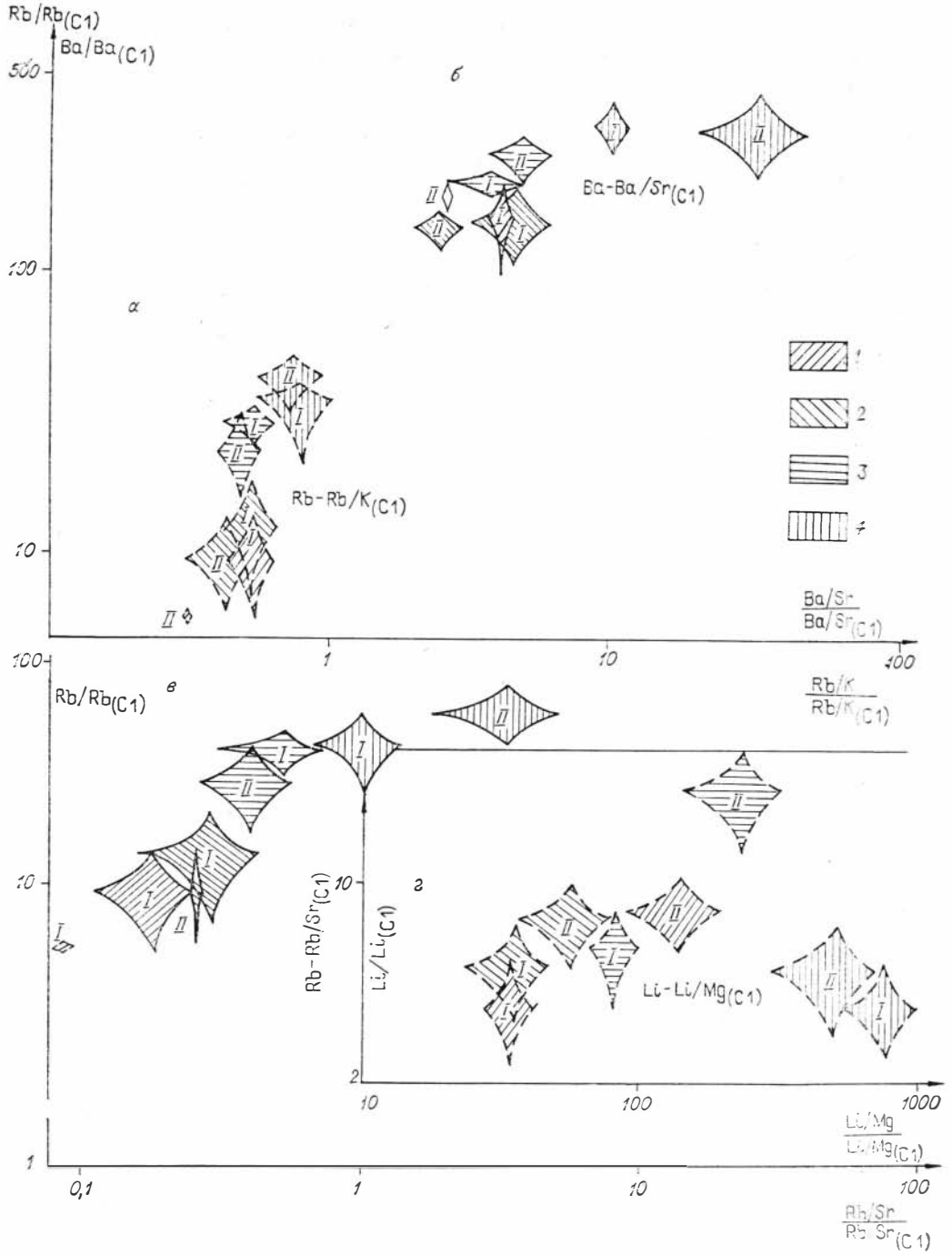


Рис. 4. Сравнение геохимических особенностей Бурен-Ондумской и Восточно-Каахемской зон (на примере некоторых групп пород).

а — Rb—Rb/K; *б* — Ba—Ba/Sr; *в* — Rb—Rb/Sr; *г* — Li—Li/Mg.

1 — тоналиты; *2* — кварцевые диориты; *3* — гранодиориты; *4* — двуполевошпатовые лейкократовые граниты. *I*, *II* — ареалы (*I* — Бурен-Ондумский ($n = 65$), *II* — Восточно-Каахемский ($n = 57$)).

Содержания элементов и величины отношений нормированы по углистым хондритам (С1); по вертикальной оси отложены половины интервалов содержаний элементов, по горизонтальной — половины интервалов отношений (в числителе — более центробежный элемент [Щербаков, 1982]).

бенно в гранодиоритах, повышенный их уровень наблюдается в Восточно-Каахемском ареале; при более высоком отношении Li/Mg в двуполевошпатовых гранитах и лейкогранитах содержание Li остается на уровне содержаний в меланогранитоидах. Интервалы изменения этих величин более

широкие и средние содержания Li выше в гранитах Восточно-Каахемского ареала, а отношения Li/Mg — в Бурен-Ондумском.

Меланогранитоиды Бурен-Ондумского ареала, имеющего сложный и в целом более основной состав исходных пород и гранитоидных ассоциаций, характеризуются более высокими содержаниями Rb, Sr и отчасти Ba (по сравнению с Восточно-Каахемским). Дифференциация этих элементов из исходных магм проявлена в них слабо. Кристаллизация магнезиальных темноцветных минералов, более интенсивно проявленная в гранитоидах Бурен-Ондумского ареала, не приводила к повышению содержаний Li. В Восточно-Каахемском ареале их роль в дифференциации увеличивается: резко повышенные содержания Li в гранодиоритах сменяются пониженными в двуполевошпатовых гранитах и лейкогранитах.

Степень дифференциации Rb по Rb/K индексу во всех рассматриваемых группах пород незначительна; некоторое увеличение отношения Rb/K отмечается только в двуполевошпатовых гранитах. Различия между породами Бурен-Ондумского и Восточно-Каахемского ареалов по содержанию Rb и отношению Rb/K отчетливо уменьшаются от тоналитов к лейкогранитоидам при общем росте содержаний Rb. Величины отношения Rb/K в гранодиоритах и двуполевошпатовых гранитах обоих ареалов практически не различаются.

Все отмеченные закономерности свидетельствуют о том, что из сиалических минералов ведущая роль в процессе дифференциации разных расплавов принадлежала плагиоклазу, что подтверждается существенными и возрастающими в лейкогранитоидах различиями по отношениям Ba/Sr и Rb/Sr. Кристаллизация темноцветных минералов, и прежде всего биотита, не вызвала существенного сдвига отношений Rb/K (индекса дифференциации) в сменяющих друг друга ассоциациях пород. Видимо, меланогранитоиды и лейкогранитоиды в основном образуются из самостоятельных расплавов и не связаны единым процессом дифференциации.

Составы лейкогранитной группы пород характеризуют незначительную степень дифференциации первичных гранитоидных расплавов в сторону повышения концентрации сиалических оксифилов [Щербаков, 1982]. Их накопление зависит главным образом от сиаличности всей ассоциации в целом. Корреляция химизма мелано- и лейкогранитоидов по петрогенным элементам проявляется отчетливо и по редким элементам. Латеральные геохимические изменения гранитоидов обусловлены отличиями ареалов по структурно-тектоническим и вещественным особенностям рамы [Дистанова, Маликова, 1986].

Необходимо отметить, что, хотя тенденции в распределении редких элементов в рассмотренных группах гранитоидов таннуольского комплекса проявлены достаточно четко, наблюдаются и значительные области перекрытия, особенно в лейкогранитоидах. То же самое относится и к лейкогранитоидам разных комплексов и формационных типов. Проблема их разделения является важной не только в теоретическом, но и в металлогеническом отношении. Составы наиболее поздних лейкократовых дифференциатов приближаются к эвтектоидным и по петрохимическим критериям практически не отличимы. Рассмотрение материалов по Восточной Туве показало, что состав более древних гранитоидных комплексов варьирует значительно шире, чем предполагалось ранее, нередко сближаясь с составом более молодых образований. Этим было обусловлено, например, расширенное представление об объеме и масштабах распространения среднепалеозойских гранитоидов [Телешев, 1981; Телешев, Дистанова, 1983; и др.]. Среднепалеозойские граниты по ряду характеристик близки к лейкократовым и биотит-роговообманковым гранитам позднепалеозойского — раннемезозойского этапа (I фаза улуг-танзекского комплекса). Разделение гранитоидов разных комплексов может служить целям прогноза, поэтому следует обратить особое внимание на выбор и изучение петрогеохимических критериев по их расчленению.

Формирование среднепалеозойских гранитоидов связано с начальным периодом тектономагматической активизации консолидировавшихся в

Некоторые петрохимические и геохимические особенности двуполевошпатовых и лей

Порода	SiO_2	K_2O	Na_2O	K_2	Al′	K/Na	Ba
							Таннуольский
Двуполевошпатовые граниты в полях таннуольских гранитоидов	70,4	3,22	3,97	17,2	+11	0,91	679
Лейкократовые граниты (дайки) в полях таннуольских гранитоидов	74,99	3,53	3,75	29,4	+15	1,19	713
Двуполевошпатовые граниты северной части ареала Бреньского плутона	71,75	4,23	3,77	34,3	+52	1,00	565
Двуполевошпатовые граниты северной и центральной частей Бреньского плутона	72,35	4,2	3,85	35,2	+43	1,02	688
							Бреньский
Лейкограниты II фазы Дерзигского плутона	74,11	4,00	4,8	33,0	—8	1,34	150
Граниты Карахольского массива	72,6	4,06	4,27	22,0	—8	1,18	384
Лейкограниты Бреньского плутона	73,47	4,21	4,51	49,8	+30	1,20	101
							Улуг-танзекский
Биотитовые граниты Сайлыгского массива	73,0	4,47	4,63	35,8	—4,3	1,03	268
Биотитовые граниты Харлыгского массива	71,7	4,45	4,06	22,2	—7,0	1,2	48(1) 340(2)
Биотитовые граниты Тарбагатайского массива	72,0	4,36	3,52	26,5	+23	1,35	73(5) 456(4)
Лейкократовые граниты Тарбагатайского массива	77,0	4,17	3,74	35,4	—17	1,23	
Среднее по гранитам I фазы Улуг-Танзекского комплекса						1,15	268

Примечание. SiO_2, K_2O, Na_2O, F — %; Ba, Sr, Rb, Li — г/т; в скобках — количе

байкальский и салаирский циклы структур Восточной Тувы. Резкое усиление тектонической активности привело к образованию Бурен-Ондумского свода и осложняющих его грабенов и сопровождалось образованием магматических очагов, размещение которых контролировалось разломами и зонами сочленения разновозрастных структур. Эффузивный и интрузивный магматизм (вулканогенные породы сайлыгской толщи, граносиенит-гранитные массивы бреньского комплекса) на значительных площадях затронул участки раннепалеозойских гранитоидов. Примером этого может быть сложное строение Бреньского плутона, центральная и северо-западная части которого и северное окружение сложены двуполевошпатовыми гранитами, по петрографическим и некоторым петрохимическим признакам аналогичными двуполевошпатовым гранитам таннуольского комплекса. В северо- и юго-восточной и западной частях массива установлены мелкие тела существенно калишпатовых гранитов, сходных с девон-

кократовых гранитов Восточной Тувы (на примере отдельных групп пород)

Sr	Rb	Li	F	K/Rb	Rb/Sr	Ba/Rb	Mg/Li	Ba/Sr	Кол-во проб
комплекс									
361	59	10,9	0,037	452	0,16	11,6	357	1,88	8
227	61	5,4	0,025	510	0,27	11,8	148	3,15	11
140	76	2,5		412	0,54	7,4	560	4,04	11
151	62	5,6	0,019	516	0,41	11,1	357	4,55	17
комплекс									
26	119	5,3	0,022	335	4,6	1,3	189	5,79	9
43	96	15,3		369	2,2	4,0	129	8,93	9
29	127	16,9	0,094	294	4,4	0,8	46	3,48	15
комплекс									
63	207	48(7) 11(4)	0,070 0,180	190	3,3	1,4	144	4,60	8
71	93	28	0,040	393	1,3	2,6	409	3,80	3
20(6) 486(3)	127	15	0,005 0,070	340	8,0	2,0	243	7,3	5—9
80	133	23	0,08	274	3,3	2,0	127	3,3	38

ство анализов.

скими интрузиями Дерзигского и Карахольского массивов, которые были выделены в качестве петротипа бреньского комплекса [Телешев и др., 1976].

По ряду петрогеохимических критериев двуполевошпатовые граниты Бреньского массива и его непосредственного окружения несколько отличаются от таннуольских (см. таблицу). Для них характерны более высокая степень лейкократовости (K_l), более высокие значения Al′, Ba/Sr и Rb/Sr при более низких содержаниях Sr и Li. Наиболее близки они к лейкогранитам даек, представляющих самые поздние дифференциаты гранитоидных магм раннепалеозойского этапа. Близкий уровень дифференциации всех этих разновидностей пород устанавливается по отношениям K/Rb и Ba/Rb. Он характеризуется значительно большей степенью фракционирования плагиоклаза по сравнению с калишпатом: низкая степень подвижности K при кристаллизации последнего ведет к сохранению в рас-

плаве Rb и Ba, а не к их разделению. Проявляется отмеченная ранее для лейкогранитоидов таннуольского комплекса тенденция понижения содержания Li и повышения отношения Mg/Li.

Общие особенности процесса дифференциации рассматриваемых групп двуполевошпатовых гранитов свидетельствуют о принадлежности их к единой ассоциации пород таннуольского комплекса. Вариации составов определяются, как было показано выше, главным образом различиями субстрата, а также могут быть следствием несколько неоднородной степени дифференцированности. К этой же ассоциации, очевидно, принадлежат и обломки гранитов в девонских вулканических брекчиях, которые тоже отличаются вариациями петрогеохимических характеристик, не позволяющими зачастую прямо сопоставить их с той или иной разновидностью двуполевошпатовых и лейкократовых гранитов.

Таким образом, устанавливается, что фракционирование редких элементов в гранитах таннуольского комплекса развивается локально, преимущественно на месте, без значительного их перемещения. При этом распространение двуполевошпатовых гранитов носит широкий площадной характер. Принимая во внимание, что коэффициенты распределения Ba и Sr между расплавом и кристаллами полевых шпатов больше 1, следует ожидать уменьшения их содержаний и отношений Ba/Rb и Sr/Rb, особенно резкого в продуктах кристаллизации последних порций расплава. Это ярко проявляется в редкометалльных гранитоидах агпаитового и плюмазитового типов [Таусон, 1984], но не устанавливается в гранитах других типов (в том числе в процессе кристаллизации лейкогранитоидов раннепалеозойского этапа гранитоидного магматизма Восточной Тувы). Гранитоиды таннуольского комплекса сочетают в себе черты разных геохимических типов (по Л. В. Таусону, толеитового, андезитового, известково-щелочного и ультраметаморфогенного).

Характер фракционирования редких элементов в гранитоидах бреньского комплекса существенно отличается от установленного для двуполевошпатовых таннуольских гранитоидов. Дерзигский и Карахольский массивы, представляющие бреньский комплекс в его петротипе, расположены в зоне глубинных разломов. Граносиениты I фазы Дерзигского плутона (начальный этап дифференциации вещества) отличаются от двуполевошпатовых гранитов главным образом резко пониженным содержанием Sr; в лейкогранитах II фазы и жильных фельзитовых порфирах резко понижаются содержания Ba (до 40 г/т) и Sr (до 15 г/т), увеличиваются — Rb (до 200 г/т), Li (до 20 г/т), F (до 0,200 % в отдельных пробах), Be (до 5 г/т). Наиболее информативны для их характеристики пониженные отношения K/Rb, Mg/Li и Ba/Rb, повышенные — Ba/Sr, Rb/Sr $>$ 1. Rb накапливается в них по сравнению с K, Ba и Sr, а Li по сравнению с Mg.

Аналогичны тенденции распределения редких элементов и в лейкогранитах Бреньского плутона, располагающихся в участках сочленения разновозрастных структур, вблизи глубинных разломов (см. таблицу). В них также большую роль играет F (до 0,130 % в отдельных пробах), распределение которого весьма неравномерно. Это выражается также и в увеличении интервалов изменения отношений F/B, F/Li, F/Rb и F/Be и, вероятно, связано с частичной дегазацией расплава. Высокая степень фракционирования Ba и Sr (до 40 г/т Ba и 15 — Sr) при повышении содержания Rb до 200 г/т в отдельных пробах, Li — до 50 г/т, Be — до 8 г/т, снижении отношений K/Rb до 400—180 приближают лейкограниты Бреньского массива к литий-фтористым аляскитам I фазы улуг-танзекского комплекса. Повышенные содержания K_2O, суммы щелочей и отношения K/Na определяют граносиенитовый и аляскитовый состав пород.

Отличительные особенности дифференциации лейкогранитных расплавов подчеркиваются характером изменения корреляционных связей: сильная положительная связь K—Rb сменяется сильной отрицательной, уменьшается сила связи Mg—Li, увеличиваются отрицательные связи

Ba—Rb, Rb—Sr, возникают положительные Si—F, Na—F, Rb—F, отрицательные Ba—Sr, Rb—Li становятся сильными положительными.

Интрузии улуг-танзекского комплекса в виде небольших (обычно 0,2—5 км) типично трещинных и штокообразных тел располагаются в Сангиленском блоке и образуют прерывистые цепочки вдоль субширотных разломов. I фаза их представлена биотитовыми и биотит-роговообманковыми гранитами и граносиенитами, реже лейкогранитами и аляскитами, как существенно калишпатовыми, так и двуполевошпатовыми разностями. При близких к гранитам бреньского комплекса K_l, K/Na и (K_2O+Na_2O) ведущей геохимической тенденцией при формировании этих пород является дальнейшее увеличение содержаний F и фторофильных редких элементов и уменьшение содержаний Ba и Sr (см. таблицу). Наблюдающиеся различия в химизме между отдельными массивами, повышенные содержания Ba, а иногда и Sr в некоторых разностях пород свидетельствуют о сложном ходе процесса дифференциации. Высокий уровень содержания Rb и низкие отношения K/Rb приближают их к литий-фтористым гранитам, которые завершают формирование сиалических рудоносных гранитоидных ассоциаций [Коваленко, 1977; Руб и др., 1983].

По коэффициентам корреляции фиксируется дальнейшее уменьшение силы связи K—Ba, положительная связь Mg—Li сменяется отрицательной, но в основном корреляционные связи аналогичны отмеченным для лейкогранитов Бреньского массива.

Дальнейшее концентрирование редких элементов и F (в 10 и более раз) происходит в гранитах II фазы, для которых характерны весьма низкие содержания Ba и Sr, понижение отношений K/Rb, Mg/Li, K/Ba, Ba/Rb, Na/Li и Nb/Ta. Прогрессивное накопление F при направленной глубинной эволюции флюидных потоков в сочетании с интенсивным проявлением эманационной дифференциации и дегазации определили дальнейшую кислотно-щелочную эволюцию гранитной магмы с пантеллерит-комендитовыми остаточными фракциями и формированием редкометалльно-фтористого типа щелочных гранитов [Косалс, 1984; Маликова, Косалс, 1984].

Специфику процесса кристаллизации гранитов II фазы улуг-танзекского комплекса характеризуют преимущественно отрицательные корреляционные связи редких элементов с петрогенными, появление положительных связей Na—F, Al—F, Si—F и очень сильных положительных связей Rb—Sr, Rb—Li, Ba—Sr, Ba—Rb. Вовлечение в процесс рудообразования редких металлов обеспечивается их предварительным накоплением «рудоматеринскими» системами, усиливается дополнительным привносом летучих, главным образом F по глубинным разломам и «сфокусированностью» этих процессов на относительно небольшом участке в условиях, благоприятствующих движению магмы и отделению летучих [Шахов, 1972].

Таким образом, формирование гранитных расплавов бреньского и улуг-танзекского комплексов в зонах глубинных разломов определяет их дифференциацию в движении и наиболее полное фракционирование элементов.

Изучение динамики изменения ряда петрогеохимических параметров в процессе развития гранитоидного магматизма ФС-зоны Восточной Тувы показывает, что редкометалльные щелочные граниты представляют завершение единого ряда его эволюции на ранне-, средне- и позднепалеозойском — раннемезозойском этапах с общими тенденциями развития и накопления в наиболее поздних образованиях сиалических оксифилов. Высокая степень дифференциации вещества в них является следствием многоэтапного развития магматической колонны и создает потенциальную обусловленность редкометалльной минерализации. От более ранних сининверсионных гранитоидов к гранитоидам этапа тектономагматической активизации увеличивается глубина магматических очагов, растет верти-

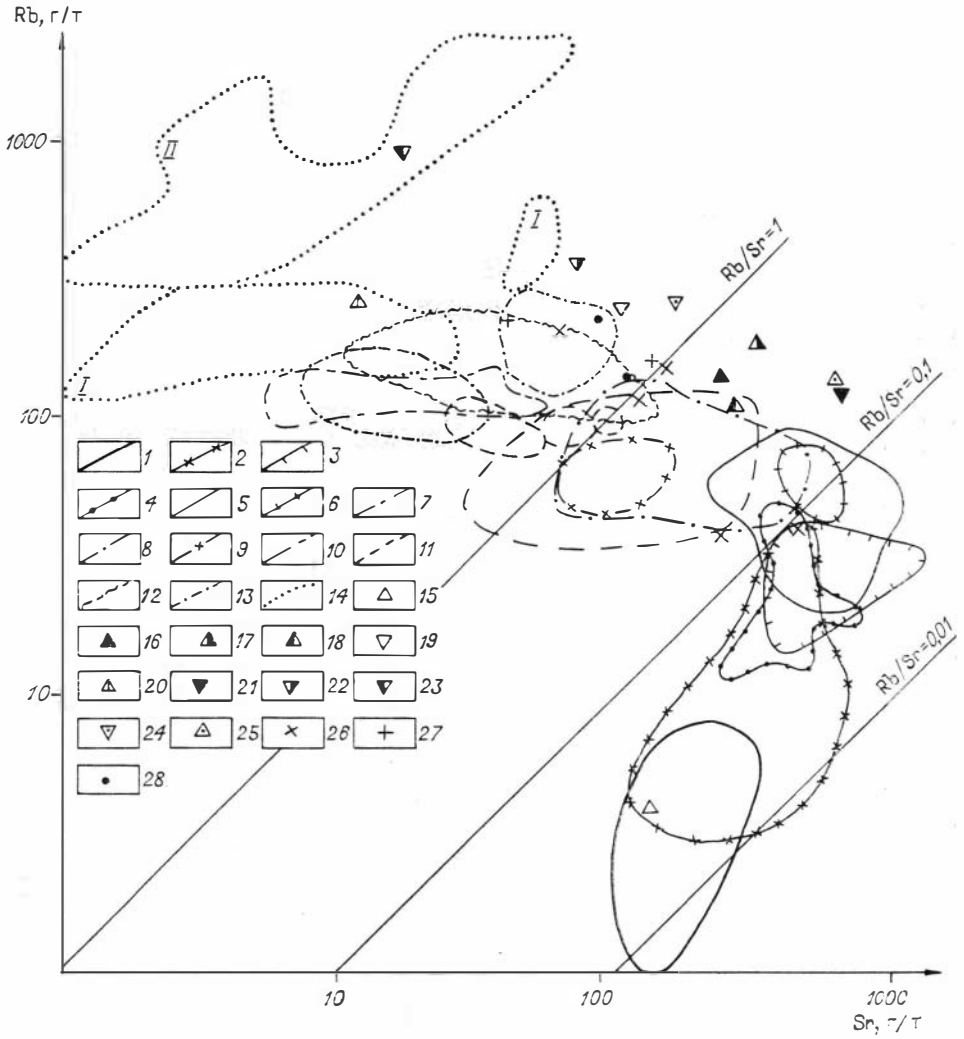


Рис. 5. Соотношение Rb и Sr в различных гранитоидных ассоциациях Восточной Тувы (диаграмма К. С. Конди).

1—8 — раннепалеозойские гранитоиды таннуольского комплекса: *1* — плагиограниты ($n = 20$), *2* — тоналиты ($n = 14$), *3* — кварцевые диориты ($n = 12$), *4* — существенно плагиоклазовые граниты ($n = 14$), *5* — гранодиориты ($n = 30$), *6* — порфировидные биотитовые граниты ($n = 15$), *7* — двуполевошпатовые граниты северного окружения Бреньского массива ($n = 16$), *8* — двуполевошпатовые граниты Бреньского массива ($n = 17$); *9—12* — среднепалеозойские гранитоиды, Дерзигский массив: *9* — порфировидные роговообманковые граносиениты I фазы ($n = 8$), *10* — субщелочные лейкограниты и аляскитовые граниты *II* фазы и жилы мелкозернистых аляскитов и фельзитов ($n = 11$), *11* — аляскитовые граниты Карахольского массива ($n = 9$), *12* — аляскитовые граниты, гранит-порфиры, граносиениты, миаролитовые граниты Бреньского массива ($n = 25$); *13, 14* — верхнепалеозойские — нижнемезозойские гранитоиды улуг-танзекского комплекса: *13* — лейкократовые граниты *I* фазы ($n = 30$), *14* — граниты II фазы улуг-танзекского комплекса (*I* — агпаитовый ($n = 29$), *II* — плюмазитовый ($n = 54$) типы); *15—25* — типы гранитоидов [Таусон, 1984]: *15* — плагиограниты толеитового ряда, *16* — ультраметаморфические, *17* — палингенные известково-щелочного ряда, *18* — андезитового ряда, *19* — рапакиви, *20* — агпаитовые редкометалльные граниты, *21* — гранитоиды латитового ряда, *22* — плюмазитовые редкометалльные лейкограниты (главная фация), *23* — плюмазитовые редкометалльные лейкограниты (литий-фтористая фация), *24* — редкометалльные граниты щелочного ряда, *25* — палингенные гранитоиды щелочного ряда; *26* — гранитоиды J-типа, Юго-Восточная Австралия [Collins et al., 1982; Chappell, 1984]; *27* — граниты S-типа (там же); *28* — граниты A-типа [Collins et al., 1982].

кальная протяженность дифференцирующейся колонны. Очаги магм сиенит-гранит-щелочногранитной формации, судя по геологической ситуации, могли возникать в пределах раннепротерозойского или архейского фундамента [Богатиков и др., 1986], служившего еще в позднем докембрии субстратом для формирования редкометалльно-пегматитоносной гранодиорит-гранитной формации Сангилена.

Эволюция гранитоидного магматизма Восточной Тувы представлена в координатах Rb—Sr (рис. 5). Общий для ассоциаций пород таннуольско-

го комплекса тренд увеличения содержаний Rb, Sr (и Ba) от плагиогранитов до гранодиоритов и порфировидных биотитовых гранитов показывает переход от базальтового субстрата к субстрату зрелой сиалической коры. Составы гранодиоритов и двуполевошпатовых гранитов Бреньского массива и его окружения отражают особенности сиалического субстрата и начальный этап дифференциации расплавов (повышенные содержания Ba и Rb, снижение содержаний Sr; достигается величина отношения Rb/Sr = 1). Увеличивается степень сиаличности гранитоидных ассоциаций ФС-зоны.

Rb-Sr тренды лейкогранитов бреньского комплекса и гранитов I фазы улуг-танзекского комплекса характеризуют область высокодифференцированных гранитов (Rb/Sr $>$ 1). Аналогичные изменения соотношения Rb, Sr (и Ba) характерны для завершающих этапов гранитоидного магматизма других зон тектономагматической активизации [Сырицо и др., 1984; Сырицо, Спиридонова, 1986].

Непосредственным продолжением общего тренда ассоциаций высокодифференцированных гранитов являются соотношения Rb и Sr в гранитах II фазы улуг-танзекского комплекса, соответствующие агпаитовому редкометалльному типу. Они фиксируют максимальный уровень содержаний Rb (до 270 г/т), достигаемый в процессе дифференциации. Другая часть гранитов II фазы соответствует плюмазитовому редкометалльному типу с более высокими содержаниями Rb и других фторофильных элементов, отражающими дальнейшее развитие флюидно-магматической системы.

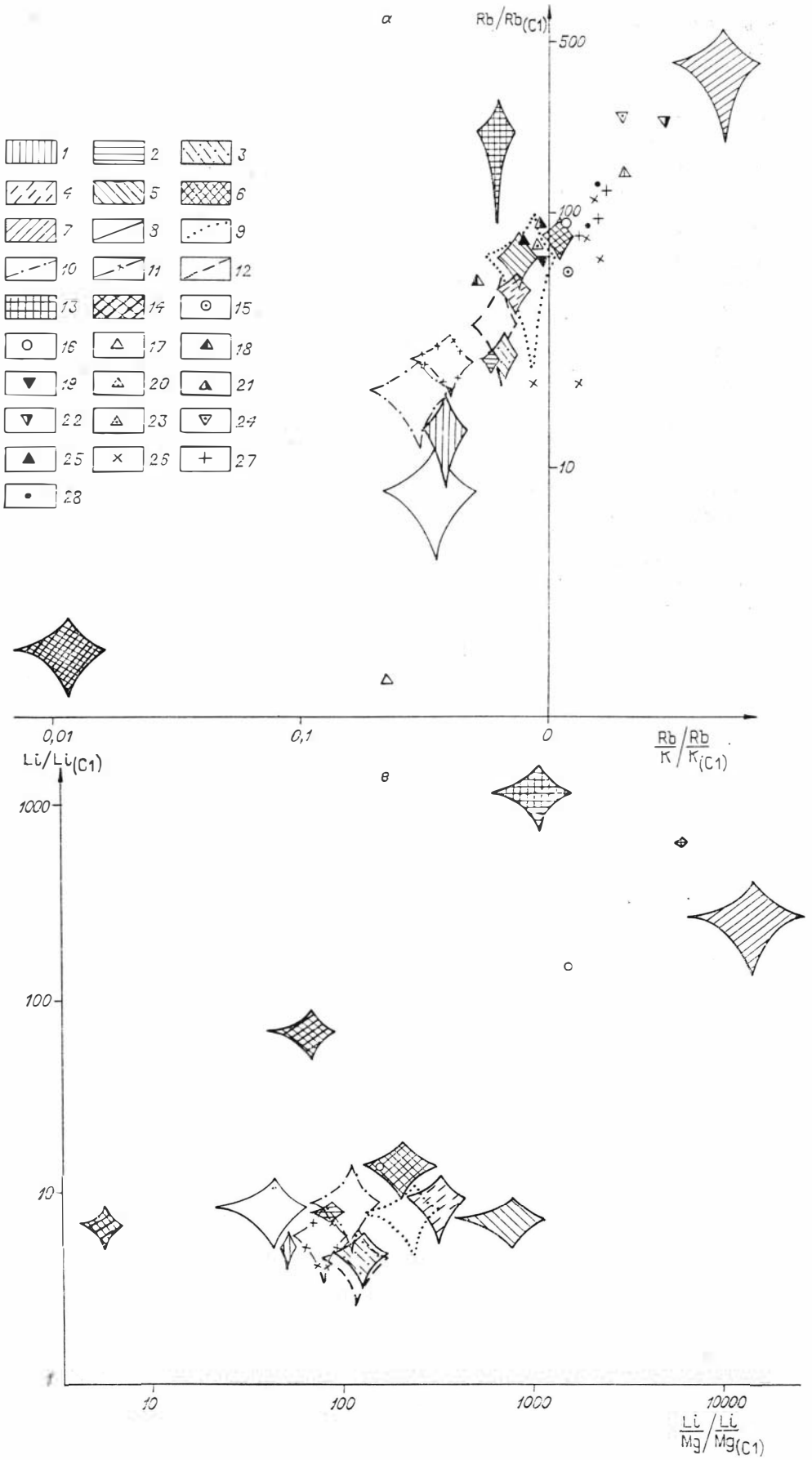
Непрерывный характер развития магматической колонны подтверждается отсутствием разрыва полей состава между отдельными гранитоидными ассоциациями в координатах Rb—Sr и по другим редким элементам, отражающим ведущие петрогенные процессы. В этих коровых процессах реализуется формирование гранитоидов, обладающих геохимическими чертами разных типов гранитов, выделенных Л. В. Таусоном [1977, 1984], а также *S*-, *J*- и *A*-типов [Collins et al., 1982; Chappell, White, 1974; Chappell, 1984]. По уровню концентрации Rb гранитоиды Восточной Тувы отличаются от типов по Л. В. Таусону более низкими значениями, что, видимо, отражает фемически-сиалический характер региона.

Обращают на себя внимание значительные, а в некоторых случаях и практически полные перекрытия полей составов разных гранитоидных ассоциаций. Поэтому необходимо использовать для выделения различных комплексов достаточно представительные выборки ряда петрохимических и геохимических индикаторов (K_l, Al′, K/Na, Rb—Sr, Rb—K/Rb, Rb—Ba/Rb, Li—Li/Mg, F, F/Rb, F/B и др.) и их корреляционные связи.

Сравнение основных тенденций дифференциации в развитии гранитоидного магматизма ФС-зоны Восточной Тувы с особенностями Ф- и С-зон проведено по геохимическим параметрам Rb—Rb/K, Rb—Rb/Ba, Li—Li/Mg, нормированным по метеоритному веществу (рис. 6, *а—в*) [Щербаков, 1976а, б; Маликова, 1986]. Степень их дифференцированности по отношению к составам субстратов, характер смещения гранитоидных ассоциаций от составов гранитов Ф-зон к С-зонам отражают специфику геохимического развития гранитоидного магматизма Восточной Тувы.

ВЫВОДЫ

1. Геохимические особенности гранитоидного магматизма Восточной Тувы доказывают его развитие на основе коровых субстратов разной степени зрелости. Для раннепалеозойских меланогранитоидов это главным образом слабо дифференцированные породы основного состава; для лейкогранитоидов большую роль играют породы докембрийского фундамента. Наибольшая зависимость составов от геохимических характеристик древней сиалической коры наблюдается для двуполевошпатовых гранитов Бреньского массива и их непосредственного окружения. Дифференциация


а
Rb/Rb(C1)
500
100
10
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
0,01
0,1
0
Rb/K / Rb/K(C1)
Li/Li(C1)
в
1000
100
10
1
10
100
1000
10000
Li/Mg / Li/Mg(C1)

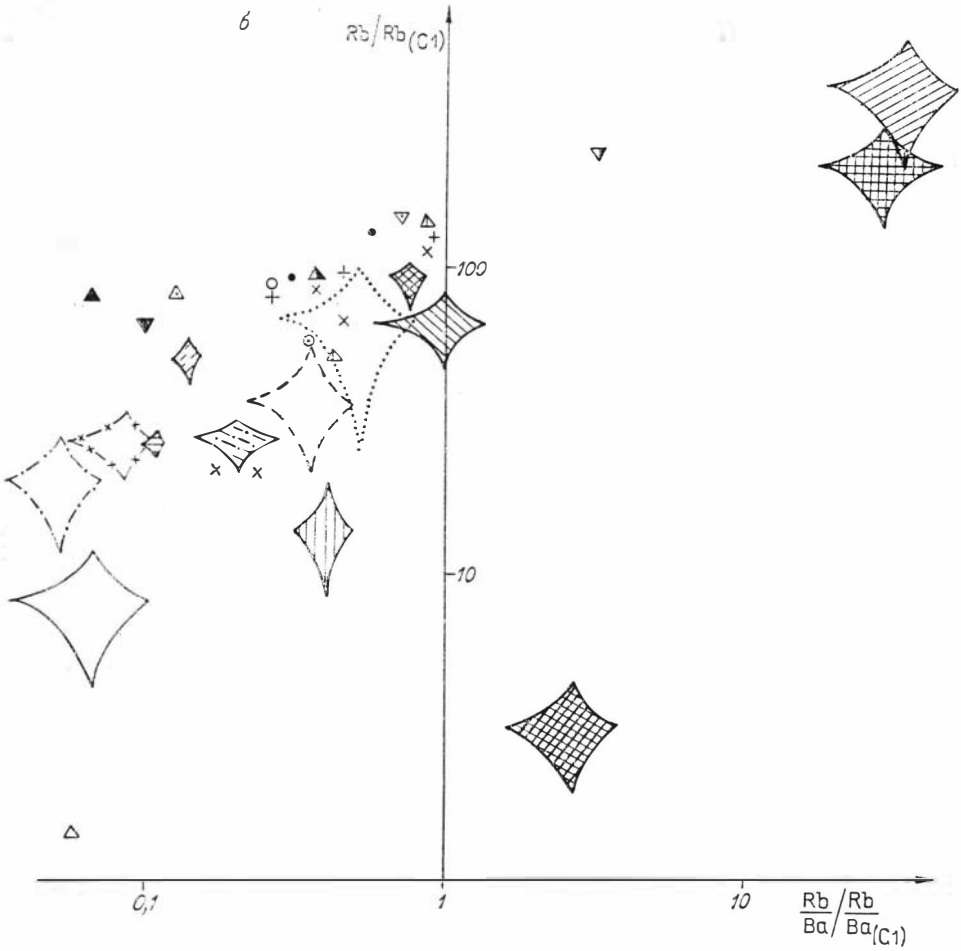


Рис. 6. Основные тенденции дифференциации вещества в процессе гранитоидного магматизма Восточной Тувы.

а — $Rb_{(C1)} - Rb/K_{(C1)}$; *б* — $Rb_{(C1)} - Rb/Ba_{(C1)}$; *в* — $Li_{(C1)} - Li/Mg_{(C1)}$.

1—4 — гранитоиды таннуольского комплекса (PZ_1): *1* — плагиограниты, кварцевые диориты, тоналиты, *2* — гранодиориты, *3* — двуполевошпатовые граниты, *4* — лейкократовые граниты (дайки, малые тела); *5* — среднепалеозойские гранитоиды (PZ_2), аляскиты и граносиениты Дерзигского и юго-восточной части Бреньского массивов; *6, 7* — биотит-роговообманковые и биотитовые граниты улуг-танзекского комплекса (PZ_3—MZ_1) I и II фаз соответственно; *8* — раннепалеозойские вулканические породы и габброиды можалыкского комплекса; *9 — 12* — неперемещенные или слабо перемещенные метаморфические образования Сангилена (PR): *9*—тесхемская толща (PR_1), *10* — мугурская толща (PR_1), *11* — балыктыкхемская свита (PR_2), *12* — чартысская свита (PR_2); *13, 14* — гранитоиды сиалических и фемических зон Урала и юга Сибири [Маликова, 1986]; *15, 16* — типы гранитов по К. К. Турекьяну, К. Х. Ведеполю [1961]: *15* — малокалиевые, *16* — калиевые; *17—24* — типы гранитов по Л. В. Таусону [1977, 1984]: *17* — плагиограниты толеитового ряда, *18* — гранитоиды андезитового ряда, *19* — гранитоиды латитового ряда, *20* — агпаитовые редкометалльные, *21* — палингенные известково-щелочные, *22* — плюмазитовые редкометалльные, *23* — палингенные щелочного ряда, *24* — редкометалльные щелочного ряда; *25* — ультраметаморфические; *26* — гранитоиды J-типа, Юго-Восточная Австралия [Collins et al., 1984; Chappell, 1984]; *27* — граниты S-типа (там же); *28* — А-типа [Collins et al., 1982].

в этой группе пород выражена локально, закономерности распределения в ней редких элементов определяются преимущественно кристаллизацией расплавов на месте.

Среднепалеозойские граниты бреньского и позднепалеозойские — раннемезозойские улуг-танзекского комплексов, располагающиеся в зонах глубинных разломов и участках сочленения разновозрастных структур, представляют ассоциации пород, кристаллизация которых проходила в движении в условиях привноса летучих, дифференцированной подвижности и разделения элементов.

2. Петрогеохимическая эволюция гранитоидного магматизма определяет различия потенциальной рудоносности ассоциаций гранитоидов.

Редкометалльная минерализация сопровождает наиболее высокодифференцированные граниты и является завершением единого ряда разноэтапного гранитообразования с общей тенденцией накопления на поздних стадиях сиалических оксифильных элементов.

3. Разделение гранитоидных комплексов с различной рудоносностью достигается использованием нескольких петрохимических и геохимических индикаторов (K_l, Al′, K/Na, Rb—Sr, Rb—K/Rb, Rb—Ba/Rb, Li—Mg/Li; Ba—Ba/Sr, F, F/B и др.) и корреляционных связей между элементами. Анализ закономерностей изменения петрогеохимических параметров дает возможность привлечь к формационному изучению гранитоидного магматизма особенности дифференциации гранитоидных расплавов.

В. А. Злобин

ПОВЕДЕНИЕ РАДИОАКТИВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Вопрос о поведении радиоактивных элементов при возникновении золотых руд привлек к себе внимание уже в начале текущего столетия сразу после обнаружения золотоносных конгломератов с урановым оруденением. Этот и другие факты совмещения высоких концентраций золота и урана по-прежнему остаются интригующими и побуждают к поиску закономерностей, которые могли бы пролить свет на условия формирования подобных месторождений. Вместе с тем по мере совершенствования методов обнаружения радиоактивности и радиоактивных элементов (РЭ) все более развиваются идеи об использовании их уникальных индикаторных свойств для расшифровки геологических процессов, породо- и рудообразования и применении их при поисках различных месторождений полезных ископаемых, в том числе и золота.

Исследования по изучению радиоактивных веществ в золотоносных областях России начались в 1909—1915 гг. [Орлов, 1915] и, судя по многочисленным публикациям, в том числе и материалам, представленным на симпозиуме «Геохимия в локальном металлогеническом анализе», эта тема не утратила актуальности и в настоящее время. Не ставя перед собой задачи дать всесторонний обзор этой сложной проблемы, различные аспекты которой обсуждались неоднократно [Гросс, 1954; Аношин, Злобин, 1969; Островский и др., 1970; Кренделев, 1971; Кренделев, Павлов, 1972; Кренделев и др., 1976; Сыромятников и др., 1976; Злобин, 1983; и др.], остановимся на рассмотрении главных результатов, полученных нами при радиогеохимическом изучении различных месторождений в ряде золоторудных провинций страны: Урале, Енисейском кряже, Ленском и Селемджинском районах, Колыме и др.

Радиогеохимические исследования проводились по методике, предложенной Ф. А. Кренделевым и В. А. Бобровым [Кренделев, 1971]. Суть ее заключалась в широком применении при детальном радиогеохимическом опробовании измерений общей радиоактивности рудовмещающих пород и руд, что позволяет экспрессно в процессе полевых наблюдений оценить общую картину распределения РЭ и с учетом ее произвести отбор радиогеохимических проб для лабораторных анализов. Измерения общей радиоактивности выполнены обычными полевыми радиометрами по общепринятым методикам (рис. 1, 2). Количество измерений варьировало в зависимости от характера изучаемого объекта, но, как правило, превышало на каждом из них несколько сотен и тысяч. Измерения проводились в горных выработках, в естественных обнажениях, а для получения обобщенной характеристики месторождений и при недоступности рудных тел — по отвалам горных выработок, вскрывавших золоторудные тела.

В лабораторных условиях главным методом определения РЭ был гамма-спектрометрический с определением урана (по радию), тория и калия на установке с улучшенными характеристиками [Бобров, Гофман, 1971]. Определение концентраций РЭ контролировалось инструментальным нейтронно-активационным, рентгено-спектральным (уран, торий), люминесцентным методами и методом запаздывающих нейтронов (уран), химическим (торий), пламенной фотометрии (калий). Параметрические данные лабораторных определений приведены в ряде публикаций [Гавшин и др., 1979]. Наряду с определением содержаний РЭ в значительном объеме выполнены анализы концентраций породообразующих элементов, а также рудных элементов и элементов-примесей с использованием атомно-абсорбционных, спектрохимических и спектральных анализов.

Изучавшиеся золоторудные проявления весьма разнообразны по составу рудовмещающих пород, минеральному составу золотых руд, по морфологии рудных тел. Большая часть изучавшихся месторождений (см. рис. 1) приурочена к метаморфизованным в той или иной степени осадочно-метаморфическим толщам различного возраста: кристаллическим, филлитовидным, филлитовидно-глинистым сланцам (см. рис. 1, А — *1*, *4*, *10*; Б, В, Г — *2—9*), ороговикованным глинистым и песчано-глинистым осадкам (см. рис. 1, Д — *3—5*), метаморфизованным осадочно-вулканогенным толщам с вулканитами основного состава (см. рис. 1, А — *3*, *6*, *7*), к породам гранитоидного ряда: габбро-диоритам, диоритам, гранодиоритам, тоналитам, плагиогранитам (см. рис. 1, А — *2*, *5*, *9*, *8*; Г — *1*; Д — *1*, *2*).

По минеральному составу большая часть рассмотренных объектов относится к месторождениям типа золотоносных сульфидно-кварцевых жил и прожилков, минерализованных зон — зон прожилково-вкрапленной сульфидной и сульфидно-кварцевой минерализации. Сульфидные минералы представлены преимущественно арсенопиритом, пиритом, пирротином. Полиметаллическая минерализация (халькопирит, сфалерит, галенит, блеклые руды, сульфосоли) распространена незначительно. На отдельных месторождениях появляются антимонит и антимонит-бертьерит, слагающие собственно сурьмяные руды. Практически для всех месторождений, тяготеющих к участкам, полям развития магматических пород (околоинтрузивная зона), характерно присутствие повышенных концентраций вольфрама, связанных большей частью с шеелитом, реже вольфрамитом.

Формирование золоторудной минерализации на рассмотренных объектах проходило, как правило, длительно, многостадийно и, возможно, в несколько этапов. При этом выделяются процессы раннего метасоматического преобразования рудовмещающих пород в наиболее проницаемых зонах и более поздние жилы, прожилки.

Гидротермально-метасоматические изменения рудовмещающих пород обычно начинаются с более или менее обильной импрегнации сульфидов (арсенопирит, пирит, пирротин), распространяющихся по сланцеватости-слоистости, разнообразным микротрещинам, а при усилении интенсивности метасоматических процессов — в формировании зон серицитизации, окварцевания с сульфидной минерализацией. По своему составу они относятся к формации березитов — лиственитов, низкотемпературных пропилитов. Реже встречаются зоны биотитизации типа табашек и кварц-альбитовые метасоматиты. На более поздних стадиях формируются разнообразные по составу сульфидные, сульфидно-кварцевые, сульфидно-кварц-карбонатные, кварц-хлоритовые, сульфидно-кварц-полевошпатовые (как правило, альбитовые) и карбонатные жилы и прожилки с собственными околожильными ореолами гидротермальных изменений. Проявлений радиоактивной (урановой или торий-урановой) минерализации на изученных объектах не отмечалось, за исключением единичных (совершенно нетипичных) случаев.

Эта нехарактерность, нетипичность для изучавшихся золоторудных объектов собственной минерализации урана и тория подтверждается мас-

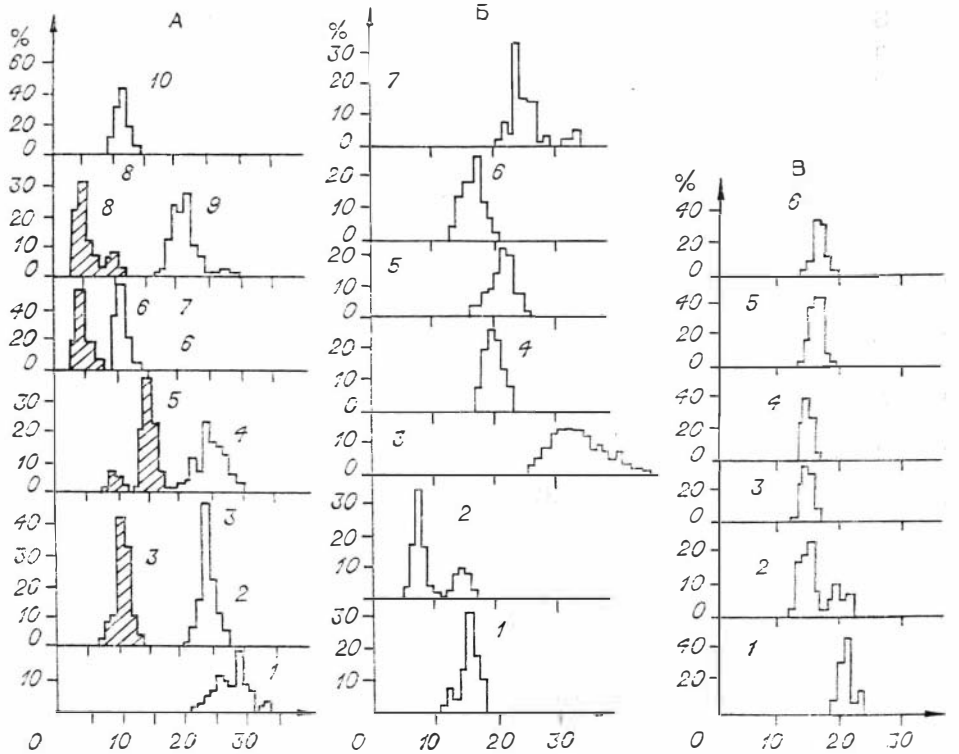


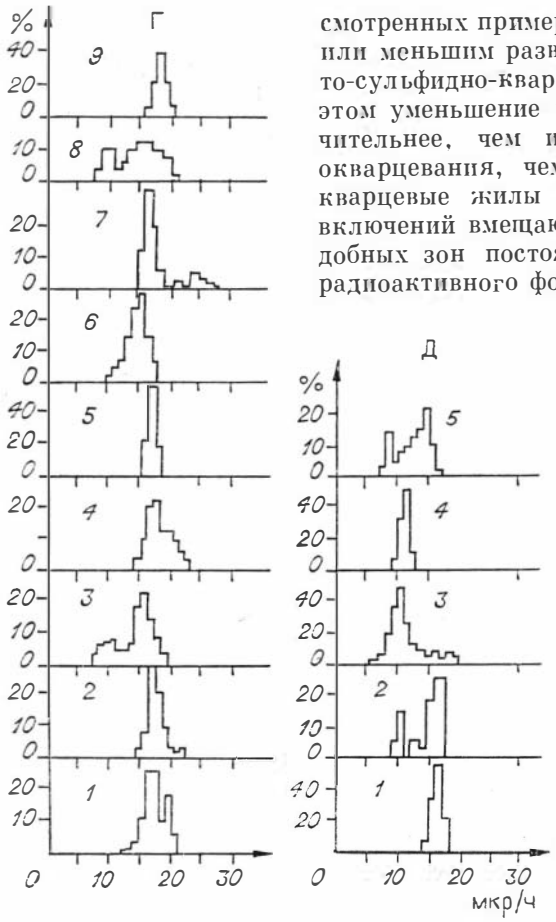
Рис. 1. Общая радиоактивность отвалов золоторудных месторождений Урала (А), Енисейского кряжа (Б), Ленского (В) и Селемджинского (Г) золоторудных районов, Центральной Колымы (Д).

1—10 — см. в тексте.

совыми измерениями общей радиоактивности, проведенными на отвалах горных выработок, вскрывавших золоторудные тела (см. рис. 1). По полученным данным, во всех случаях радиоактивный фон отвалов находится на уровне вмещающих неизмененных или слабо измененных пород. Во всех случаях этот фон ниже, чем на наиболее радиоактивных породах в изучавшихся районах: прослоях и пачках высокоуглеродистых сланцев, обогащенных на кларковом уровне ураном [Злобин и др., 1975; Злобин, Пархоменко, 1984], или массивах субщелочных калиевых гранитов [Злобин, Пономарева, 1984], характеризующихся несколько повышенными концентрациями тория (до 30—40 г/т) и урана (до 10 г/т). Полученные данные по общей радиоактивности золоторудных отвалов однозначно свидетельствуют о том, что во всех рассмотренных случаях при формировании золотых руд не было существенного привноса радиоактивных элементов.

Этот вывод подкрепляется также измерениями общей радиоактивности пород в рудных зонах: ни на одном из изучавшихся месторождений в них не наблюдалось аномально повышенных значений радиоактивного фона. Лишь в отдельных случаях зафиксированы ложные аномалии в старых непроветриваемых горных выработках за счет накопления радиоактивных эманаций. Они легко узнаются по направленному увеличению радиоактивности от устья к забою таких выработок, а также по неадекватности фона и геологической ситуации, составу и минералого-петрографическим особенностям горных пород.

Наиболее типичные случаи изменения общей радиоактивности в золоторудных зонах показаны на рис. 2. Они однозначно свидетельствуют о том, что на всех изучавшихся месторождениях наблюдается резкое уменьшение радиоактивного фона в золоторудных зонах, которые в рас-



смотренных примерах характеризуются большим или меньшим развитием золото-кварцевых, золото-сульфидно-кварцевых жил и прожилков. При этом уменьшение радиоактивного фона тем значительнее, чем интенсивнее развиты процессы окварцевания, чем большую мощность имеют кварцевые жилы и прожилки и меньше в них включений вмещающих пород. На периферии подобных зон постоянно наблюдаются повышения радиоактивного фона, нередко превышающие его средние значения в 1,5—2 раза. Наиболее высок он обычно в участках интенсивной серицитизации. По мере удаления от рудных тел радиоактивность постепенно снижается до уровня вмещающих малоизмененных или неизмененных пород.

Эти наблюдения, как и изучение радиоактивности отвалов золоторудных месторождений, свидетельствуют о том, что в процессах формирования золотых руд не происходило существенного привноса РЭ. Повышения радиоактивного фона на периферии рудных зон могут быть обусловлены как выносом урана, тория, калия из зон окварцевания в боковые породы, так и увеличением их концентраций в субстрате после мобилизации и обособления кремнезема, не содержащего радиоактивных примесей. В первом случае РЭ должны быть подвижными в гидротермально-метасоматических процессах, во втором — инертными. В принципе возможно и то, и другое поведение РЭ, неодинаковое в разных частях рудных зон. В нижних частях последних, где скорее можно было бы ожидать преобладание процессов мобилизации кремнезема, РЭ, вероятно, остаются в измененном субстрате, а в верхних, по-видимому, выносятся за счет процессов интенсивного окварцевания — отложения кварца. Полученные данные по измерениям общей радиоактивности пород, несомненно, свидетельствуют в пользу перераспределения РЭ в процессах формирования золотых руд, что может осуществляться одним из вышеназванных способов.

Массовые измерения концентраций РЭ в рудовмещающих породах различной степени измененности и жилах подтверждают полученную по наблюдениям общей радиоактивности картину. Так, прежде всего следует отметить, что по всем имеющимся в нашем распоряжении материалам по названным (см. рис. 1, 2) и многим другим месторождениям [Злобин, Пономарчук, 1979] содержания урана и тория в золотоносных кварцевых жилах чрезвычайно малы — как правило, ниже, чем пороги обнаружения их гамма-спектрометрическим методом, составляющие первые десятые грамма на тонну [Гавшин и др., 1979]. Оценить фоновые концентрации урана и тория в этих образованиях удалось лишь с использованием более высокочувствительных методов, например инструментального нейтронно-активационного [Злобин, Пономарчук, 1979]. Они составляют в среднем не выше первых сотен миллиграммов на тонну. Понижены концентрации РЭ и в метасоматически окварцованных породах — пропорционально

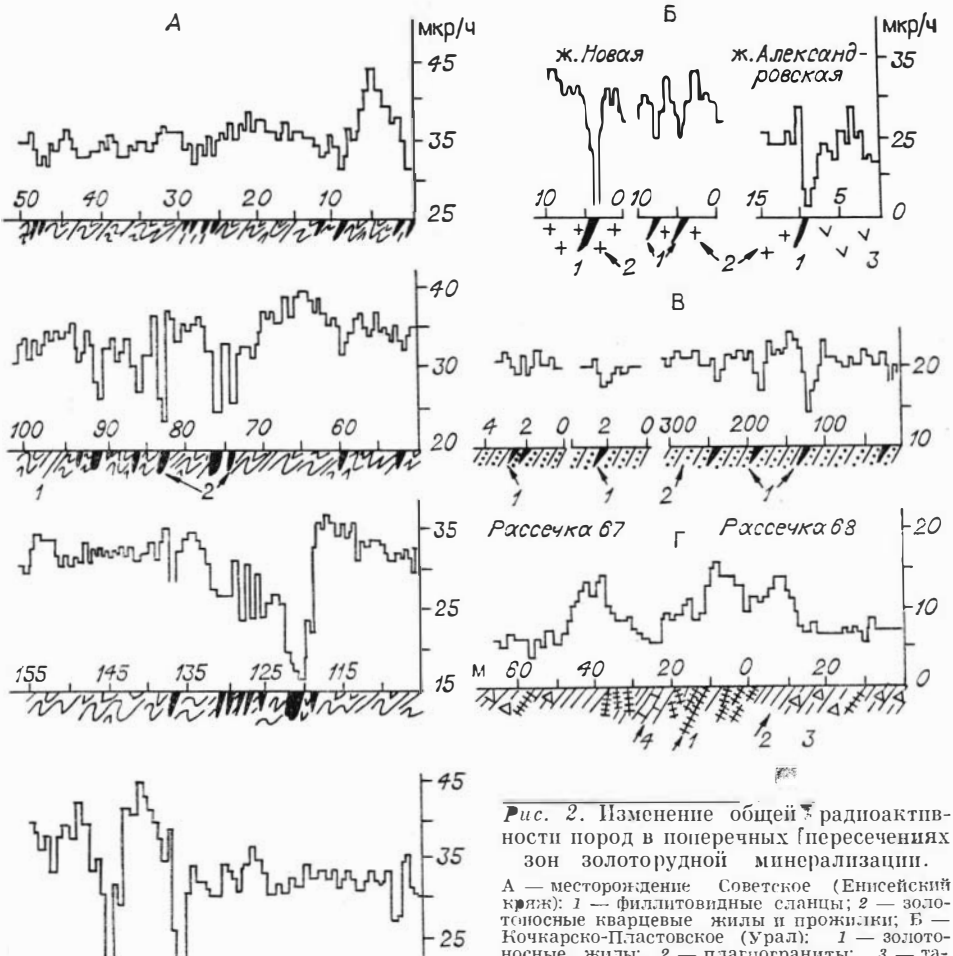


Рис. 2. Изменение общей радиоактивности пород в поперечных пересечениях зон золоторудной минерализации.

А — месторождение Советское (Енисейский кряж): *1* — филлитовидные сланцы; *2* — золотоносные кварцевые жилы и прожилки; Б — Кочкарско-Пластовское (Урал): *1* — золотоносные жилы; *2* — плагиограниты; *3* — табашки; В — месторождение Токур (Селемджинский район): *1* — золотоносные кварцевые жилы; *2* — песчаники и сланцы; Г — Наталка (Колыма): *1* — золотоносные жилы; *2* — сланцы; *3* — туфы; *4* — известняки. Мощность жил изображена условно.

уменьшению в них содержаний глинозема и соответствующего возрастания количества кварца.

В измененных породах, непосредственно прилегающих к золото-кварцевым (золото-сульфидно-кварцевым) жилам, зонам окварцевания и отличающихся от последних по измерениям общей радиоактивности повышенным фоном, в подавляющем большинстве случаев определяются наиболее высокие концентрации РЭ и прежде всего — калия. Накопление последнего обусловлено, как правило, процессами серицитизации рудовмещающих пород. Калий обычно прямо высокозначимо коррелируется с глиноземом и обратно — с кремнеземом и натрием (рис. 3). Содержание урана и тория в подобных образованиях находится или на уровне малоизмененных пород, или возрастает параллельно с ростом калия и других прямо коррелирующихся с ним элементов: алюминия, титана, циркония, хрома, ванадия, олова, редких земель и др. Степень концентрации урана, тория и всех перечисленных прямо коррелирующихся с ними элементов примерно одинакова: не превышает обычно 2—3 раз в сравнении с фоном. Количество калия по абсолютной величине обычно не превосходит 6—8 %, урана — 10 и тория — 22—30 г/т.

На тех месторождениях, где в рудных зонах ведущим процессом гидротермально-метасоматических изменений являются альбитизация, а также сульфидизация (арсенопиритизация, пиритизация, пирротини-

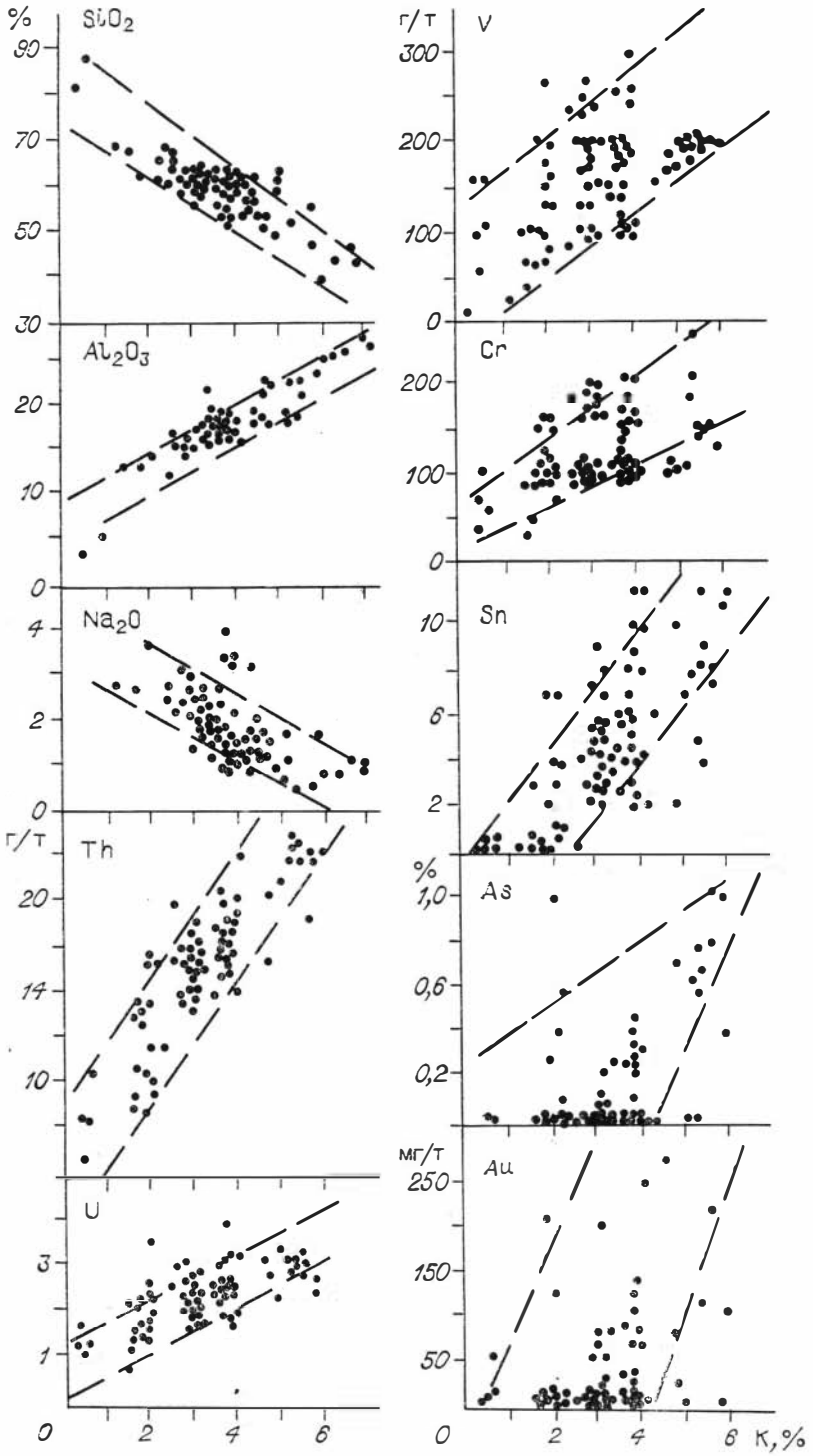


Рис. 3. Распределение U, Th, Au, As, Sn, Cr, V и некоторых породообразующих окислов в зависимости от концентрации калия (интенсивности серицитизации) в рудовмещающих породах (кристаллических сланцах) в контакте с золото-кварцевыми жилами, линзами, прожилками на одном из месторождений Енисейского кряжа.

зация) без существенного окварцевания, содержания урана и тория обычно сохраняются на уровне вмещающих малоизмененных пород. При этом следует отметить, что практически во всех золоторудных провинциях характерно уменьшение интенсивности метасоматических преобразований рудовмещающих пород по мере удаления месторождений от участков развития магматической деятельности. В соответствии с этим обычно уменьшается и степень перераспределения радиоактивных элементов [Злобин, 1983]. Так, на месторождениях, приуроченных к слабо метаморфизованным породам в амагматичных районах или на значительном удалении (до нескольких десятков километров) от проявлений магматической деятельности (обычно это золото-сурьмяные и золоторудные месторождения прожилково-вкрапленного типа с интенсивным развитием сульфидной арсенопирит-пиритовой минерализации), как правило, не фиксируются повышенные концентрации ни одного из трех радиоактивных элементов. Примером таких месторождений является, по-видимому, месторождение Даугызтау в Западном Узбекистане, где, как отмечает Ф. П. Кренделев с соавторами [1976], рудные зоны не выражены в радиогеохимическом фоне ни по одному из естественных РЭ. Примеры подобных рудных зон имеются также на Енисейском кряже, Ленском районе и многих других регионах.

В отличие от РЭ, степень концентрации которых редко превышает 2—3, концентрирование золота в измененных рудовмещающих породах и рудах много больше (в сравнении с фоном — в тысячи — десятки тысяч раз). При этом оно коррелируется в основном с мышьяком, серебром и сульфидной серой и не обнаруживает значимых связей ни с одним из РЭ. Такие соотношения достаточно очевидны и вытекают не только из расчетных данных, но и из непосредственных наблюдений, показывающих, что в наиболее обогащенных золотом кварцевых и сульфидно-кварцевых жилах и прожилках РЭ содержатся в минимальных количествах. В измененных золотоносных рудовмещающих породах РЭ, с одной стороны, и золото, серебро—с другой, связаны, как правило, с разными компонентами: первые с глиноземом, элементами-гидролизатами, вторые — с сульфидами. Значительно реже в непосредственной близости от малосульфидных золотоносных кварцевых жил наблюдаются на некоторых месторождениях, например Советском, Эльдорадо (Енисейский кряж), Кумак (Южный Урал), серицитовые, мусковит-биотитовые и биотитовые микропрожилки с самородным золотом без сколько-нибудь существенного участия сульфидной минерализации. Однако в целом на собственно золоторудных месторождениях эти соотношения не являются определяющими в распределении золота.

Таким образом, хотя полученные нами данные свидетельствуют о том, что в процессе формирования золотых руд не происходит существенного привноса радиоактивных элементов и золото не образует с ними значимых корреляционных связей, тем не менее радиогеохимические исследования могут способствовать выявлению как перспективных площадей для обнаружения золоторудных объектов, так и рудных зон в пределах рудных полей. Это становится возможным даже за счет тех сравнительно незначительных изменений концентраций РЭ, которые описаны выше. Наиболее эффективны при этом методы гамма-спектрометрии, позволяющие фиксировать с высокой точностью изменения концентраций всех РЭ и, что особенно важно, калия. Так, сравнение значительного количества измененных рудовмещающих пород из месторождений Енисейского кряжа и Ленского золоторудного района с их неизмененными аналогами за пределами рудных полей [Злобин, Вьюшкова, 1977] показывает, что первые отличаются от вторых прежде всего резко возрастающим процентом проб с повышенными концентрациями именно калия.

Если исходить из того, что интенсивность радиогеохимических аномалий непосредственно определяется интенсивностью процессов, участвующих в формировании золотых руд, то характер распределения РЭ

может быть использован не только для дистанционного выявления местоположения рудных полей, рудных зон, но и для оценки возможных перспектив таких зон и особенно на контрастные богатые руды. Однако наиболее эффективно использование радиогеохимических исследований при гамма-каротаже поисковых и разведочных скважин, при которых могут быть зафиксированы минимумы радиоактивности, приходящиеся на центральные части потенциально золотоносных зон и максимумы — на их периферии. Эти локальные повышения фона радиоактивности могут быть дополнительным отличием низкорадиоактивных рудных зон от нерудоносных прослоев известняков, эффузивов или силлов базальтоидного состава и, что особенно важно, от кварцито-песчаников, нередко трудно отличимых в осадочно-метаморфических толщах от метасоматических кварцитов.

В связи с рассмотренными материалами по поведению РЭ возникает естественный вопрос о возможностях и причинах совмещения их повышенных концентраций с золоторудной минерализацией на отдельных объектах. Геохимические предпосылки для этого рассмотрены в ряде работ [Аношин, Злобин, 1969; Кренделев, Павлов, 1972]. В свете теоретических данных и изложенных материалов, свидетельствующих о перераспределении РЭ, в частности урана в процессах гидротермально-метасоматических изменений рудовмещающих пород, возникают вполне реальные предпосылки того, что из высокорадиоактивных разностей последних, например высокоуглеродистых сланцев с повышенными концентрациями урана, он может быть мобилизован и при благоприятных условиях создать повышенные концентрации совместно с золотом. Оптимальные условия для такого совместного отложения возникают, по-видимому, в полях устойчивости пирита и органического вещества (графита). Именно такая ситуация наиболее характерна для золото-урановых сульфидоносных конгломератов, содержащих тухолит (урансодержащие метаморфизованные битумы). Благоприятность такой ассоциации для накопления золота и урана вытекает также из геохимических предпосылок [Аношин, Злобин, 1969].

Пространственное совмещение повышенных концентраций урана и золота может быть также обусловлено однотипным поведением этих элементов на поздних этапах развития магматических систем, когда возникают в гомодромных рядах лейкократовые разности пород как резко обедненные ураном, торием и золотом (аплиты, пегматиты), так и значительно обогащенные ими [Злобин, Пономарева, 1982; Пономарева, Злобин, 1983]. В первом случае происходит, по-видимому, обогащение кристаллизующихся расплавов флюидами, что приводит к явлениям их «флюидной промывки» и экстракции рудных компонентов, включая уран и золото, а во втором — отложение экстрагированных компонентов как на поздних стадиях магматической, так и постмагматической деятельности в пределах магматической системы. Во втором случае возникают некоторые разновидности аплитов, пегматитов с повышенными концентрациями РЭ, содержащие импрегнацию золотоносного арсенопирита, золотоносные арсенопирит-кварцевые прожилки. Весьма широко подобные образования распространены в некоторых рудных полях Центральной Колымы. Низкорадиоактивные аплиты, пегматиты чрезвычайно характерны для Западного Узбекистана, Енисейского кряжа, Ленского золотоносного района, где они встречаются в составе многих магматических комплексов [Злобин, Пономарева, 1982; Пономарева, Злобин, 1983].

В отличие от рассмотренных выше двух типов природных процессов, которые могли бы способствовать совмещению урана и золота в генетически едином гидротермально-метасоматическом процессе, возможно, естественно, и пространственное совмещение разновозрастной золотой и урановой минерализации, имеющих различный генезис. Подобные типы совмещения описаны уже давно [Лисицына, Раудонис, 1968]. Наиболее широко они, видимо, распространены в тех золоторудных провинциях,

которые характеризуются сложной многоэтапной магматической деятельностью, сопровождающейся разными типами руд. В связи с тем, что формирование разновозрастных проявлений гидротермальной деятельности может проявляться в одних и тех же структурах, особенно в зонах долгоживущих разломов, радиогеохимические данные могут быть также использованы для поисков золотого оруденения.

Наконец, для целей локального прогноза несомненный интерес могут представлять зоны пространственного совмещения эндогенной — золоторудной минерализации и гипергенной — урановой. Благоприятствовать подобному совмещению могут рудоносные зоны повышенной трещиноватости, процессы окисления сульфидизированных рудовмещающих пород, значительное развитие в золоторудных районах процессов корообразования. Радиоактивные аномалии подобного типа могут быть использованы для выявления рудоносных зон.

Одним из наиболее интересных и важных примеров пространственного совмещения золотой и урановой минерализации по-прежнему остаются металлоносные конгломераты витватерсрандского типа. Особенности этого оруденения рассматривались неоднократно с большой детальностью [Schidlovski, 1970]. Полученные данные, несомненно, свидетельствуют о полигенности как золоторудной, так и урановой минерализации в металлоносных конгломератах, связанных как с осадочно-седиментационными, так и более поздними гидротермально-метасоматическими (вероятно, метаморфогенно-гидротермальными) процессами. Примеры подобного совмещения по-прежнему являются уникальными и во многом загадочными.

Итак, рассмотренные нами материалы по поведению радиоактивных элементов на собственно золоторудных месторождениях значительно отличаются от тех, что получены при исследовании близповерхностных золото-серебряных месторождений, для которых характерен «антагонизм» в распределении урана, тория, калия [Островский, 1973]. В рассмотренных нами примерах какого-либо «антагонизма» между ними не отмечается, наоборот, все три РЭ, как правило, образуют между собой устойчивые высокозначимые положительные корреляционные связи. По-видимому, различия в поведении РЭ на собственно золоторудных и близповерхностных золото-серебряных месторождениях обусловлены разными окислительно-восстановительными обстановками и составом растворов, формирующих те и другие руды.

В заключение необходимо еще раз подчеркнуть сложность проблемы поведения РЭ при формировании золотых руд. По-прежнему нерешенными остаются вопросы об источниках металлов, закономерностях их миграции и отложения. Особый интерес при рассмотрении золоторудных и урановых месторождений представляет однотипность характера гидротермально-метасоматических процессов, сопровождающих оруденение того и другого типа, связь с однотипными гидротермально-метасоматическими формациями, например, березитов-лиственитов, низкотемпературных пропилитов. Полученные нами данные свидетельствуют прежде всего в пользу связей эндогенных золотых и урановых руд с различными источниками, с разными магматическими комплексами и формациями.

А. В. Кокин

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ИСТОЧНИКОВ ВЕЩЕСТВА И УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ НЕКОТОРЫХ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЯКУТИИ

Изучались золоторудные месторождения малосульфидной золотокварцевой формации [Петровская и др., 1976] мышьякового и висмутового геохимических типов, локализованные в терригенном верхоянском комплексе и располагающиеся в пределах мышьяковой геохимической провинции Юго-Восточной Якутии [Кокин, 1984а, б, 1985].

ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МЫШЬЯКОВОГО ГЕОХИМИЧЕСКОГО ТИПА

В основном они сосредоточены в позднекарбон-раннепермской терригенной черносланцевой толще мощностью около 2100 м, представленной алевропилитами с подчиненным (20 %) количеством маломощных прослоев песчаников. В зависимости от фациальных условий в ней могут преобладать гомогенные (алевропилитовые), либо гетерогенные (псаммитово-алевритовые) осадки.

В гомогенном разрезе формируются преимущественно секущие минерализованные зоны и кварцевые жилы. Как правило, они приурочены к коробчатым антиклиналям. Вмещающие оруденение породы метаморфизованы до уровня хлоритовой и биотитовой субфаций регионального метаморфизма. Жильные минералы рудных тел представлены преимущественно кварцем и карбонатом нескольких разновидностей при доминирующей роли первого. Рудная минерализация характеризуется наличием пирита, арсенопирита, галенита, сфалерита, блеклых руд, реже антимонита, золота, шеелита. Количество сульфидов в рудных телах не более 1—5 %. Основными рудогенными элементами являются золото, мышьяк, серебро, цинк, свинец, реже сурьма. Руды сформировались в 2 этапа: ранний — догранитоидный и поздний — послегранитоидный. Основная масса золота образовалась в догранитоидный этап регионального метаморфизма [Силичев, 1970, 1980].

В наиболее дислоцированных частях гетерогенного разреза локализуются пластовые, межпластовые, седловидные золотокварцевые жилы, сформированные в ранний — метаморфогенно-гидротермальный — этап. Они отличаются более простым минеральным составом. Жильный минерал представлен исключительно кварцем, очень редко присутствует карбонат, а рудные (в порядке убывания) — пиритом, арсенопиритом, галенитом, реже сфалеритом, халькопиритом, самородным золотом. Количество сульфидов не превышает 0,5—1 %. Типоморфными рудогенными элементами являются золото, мышьяк, реже свинец.

Основные концентраторы золота рассмотренных структурно-морфологических типов золоторудных месторождений — пирит и арсенопирит [Силичев, 1980]. Золото всегда положительно и на высоком уровне значимости (1 %) коррелирует с мышьяком, в меньшей степени — со свинцом, серебром, цинком.

Очевидной пространственной связи месторождений данного геохимического типа с магматизмом не наблюдается. В пределах рудных полей отмечаются дайки среднего состава с наложенной золоторудной минерализацией поздних стадий и секущих оруденение ранних.

Средний химический состав отложений ранней перми

Порода (кол-во проб)	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO
						Северная
Песчаники (5)	70,4	0,54	11,7	3,95	0,10	1,04
Алевролиты (27)	62,61	0,68	15,43	6,86	0,80	2,33
						Центральная
Песчаники (7)	70,01	0,38	15,05	—	2,72	0,89
Алевролиты (29)	63,87	0,68	15,75	0,91	4,25	1,40
						Южная
Песчаники (40)	71,17	0,38	12,03	0,59	2,22	0,79
Алевролиты (76)	61,09	0,61	14,56	1,56	4,32	2,24

На основе литолого-геохимического изучения 50 разрезов рудовмещающие по сравнению с подстилающими и перекрывающими отложениями отличаются плохой сортированностью материала осадков. По данным 184 силикатных анализов (табл. 1) рассчитаны соответствующие модули (табл. 2) с использованием методики Юдовича [1980]. Они характеризуют слабую степень гидролиза продуктов выветривания, входящих в состав палеоосадков рудовмещающей толщи. Сами осадки сформировались в условиях, близких к лавинной седиментации дельтовых фаций [Лисицин, 1984].

Рудовмещающие отложения содержат до 1,5 % сульфидной серы, связанной минеральной формой марказита. До 0,5 % сульфидной серы равномерно рассеяно в массе алевропелитов, песчаников, органического вещества. Количество последнего по различным оценкам варьирует в пределах 1,65—2,2 %.

Региональный геохимический фон рудовмещающих отложений (табл. 3) вне влияния рудных полей, рассчитанный на основе 18 000 спектральных и количественных анализов, характеризуется высокими кларками концентрации золота, мышьяка и некоторых других рудогенных элементов. Еще более высокие концентрации этих элементов устанавливаются в марказитах рудовмещающей толщи. Золото в рудовмещающих отложениях не коррелирует ни с одним рудогенным элементом. Однако с приближением к рудным полям обнаруживается постепенный рост положительных корреляционных связей его с элементами-спутниками оруденения.

Общий региональный фон (кларк) золота ранней перми рассматриваемого региона Юго-Восточной Якутии по данным 1054 нейтронно-активационных анализов составляет 12 мг/т, серебра — 410. Отношение серебра к золоту в рудовмещающих отложениях равно 34,2 и близко (38,0) к подобному отношению для кларка глинистых пород [Turekian, Wedepohl, 1961].

Анализ средних содержаний золота во всех породах позднекарбон-раннепермского возраста показывает, что в подверженных региональному метамофизму породах наблюдается избыток по сравнению с неметаморфизованными породами золота — 10,8, серебра — 42, свинца — 58, кобальта — 20, мышьяка — 19,6, меди — 36 %. Подобный избыток элементов может быть связан только с глубинным (магматическим) источником.

Кобальт-никелевые отношения в рудовмещающих отложениях варьируют в пределах 0,250—0,600, составляя в среднем $0,450 \pm 0,052$ для гомогенной и $0,443 \pm 0,069$ для гетерогенной толщ. В зависимости от фаций регионального метаморфизма величина кобальт-никелевого отношения увеличивается от 0,250 до 0,600 в направлении возрастания степени мета-

Южно-Верхоянского синклинория, %

CaO	MnO	Na_2O	K_2O	H_2O	P_2O_5	SO_3	CO_2	П.п.п.	Σ
часть									
1.88	0,06	3,99	1,96	0,10	0,20	0,12	4,01	—	100,05
1.87	0,06	3,11	2,95	0,37	0,17	0,30	2,05	—	100,00
часть									
2.31	0,06	5,56	1,2	0,14	0,20	0,33	1,42	—	100,71
0.88	0,05	2,45	3,16	0,27	0,24	0,18	3,70	2,01	99,78
часть									
2.31	0,06	4,79	1,68	Не опр.	0,24	0,41	3,24	—	100,02
2,75	0,13	2,89	3,55	»	0,20	0,33	3,13	1,89	99,90

морфизма. Вне влияния зон регионального метаморфизма кобальт-никелевые отношения в рудовмещающей осадочной толще близки к морской воде [Гольдберг, 1963].

Внешний фронт первичных ореолов рудных полей характеризуется пониженными значениями кобальт-никелевого отношения (0,010—0,270). В нем отмечаются пониженные в 3—6 раз концентрации мышьяка, золота, свинца, серебра. Во внутреннем фронте первичных ореолов рудных полей кобальт-никелевые отношения возрастают до 0,500. Возрастают и концентрации основных рудогенных элементов.

Величина кобальт-никелевого отношения в рудах в среднем составляет 0,450±0,257. В среднем она соизмерима с кобальт-никелевыми отношениями рудовмещающих отложений. Вместе с тем рудные минералы, рассеянные в первичных ореолах и концентрирующиеся в жилах (пирит, арсенопирит), отличаются более широким диапазоном вариаций [Гамянин, Горячев, 1983] кобальт-никелевого отношения (0,400—1,200). Жильные минералы, наоборот, характеризуются весьма малым значением этого отношения (0,011). Кобальт-никелевые отношения по падению секущих рудных зон в рассеянных (в околорудном ореоле) и жильных пиритах,

Таблица 2

Петрологические модули терригенных рудовмещающих отложений Юго-Восточной Якутии, рассчитанные по результатам силикатных анализов

Порода	ГМ	ФМ	ТМ	НМ	НМ+КМ	ЖМ	ЖМнМ
Северная часть региона							
Песчаники	0,23	0,07	0,05	0.34	0,51	0,41	7,6
Алевролиты	0,38	0,16	0,04	0,20	0,39	0,78	11,35
Центральная							
Песчаники	0,26	0,05	0,02	0.37	0,45	0,18	7,3
Алевролиты	0,34	0,10	0,04	0,15	0,35	0,32	7,66
Южная							
Песчаники	0,21	0,05	0,03	0,40	0,54	0,23	7,5
Алевролиты	0,34	0,13	0,04	0,20	0,44	0,40	9,8

Примечание. $ГМ = \frac{Al_2O_3 + TiO_2 + Fe_2O_3 + FeO}{SiO_2}$; $ФМ = \frac{FeO + Fe_2O_3 + MgO}{SiO_2}$; $ТМ = \frac{TiO_2}{Al_2O_3}$; $НМ = \frac{Na_2O}{Al_2O_3}$; $НМ + КМ = \frac{K_2O + Na_2O}{Al_2O_3}$; $ЖМнМ = \frac{Fe + Mn}{Ti}$; $ЖМ = \frac{FeO + Fe_2O_3 + MnO}{Al_2O_3 + TiO_2}$.

Средние содержания ($n \cdot 10^{-3}$ %, золото — мг/т) наиболее широко распространенных

Порода (кол-во проб)	Ti	V	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	As	Mo	Ag
Региональный фон Южно-										
Песчаники, (1628, Au — 211)	275	6	0,9	1,8	3,1	9,0	2,6	6,0	0,1	0,03
Алевролиты (3936, Au — 829)	243	7	0,9	2,4	4,7	14	3,4	7,0	0,2	0,05
Продуктивные отложения										
Песчаники (200, Au — 127)	155	6	0,6	2,3	3,1	14	1,9	7,0	0,07	0,07
Алевролиты (1500, Au — 433)	456	9	0,9	1,8	5,7	13	1,9	10	0,1	0,05
Конкреции марказитов в раннепермских										
	150	6	4	4	55	70	1,9	40	0,3	0,9
Кларки концентраций в продуктивных отложениях										
Песчаники	1,03	3	20	11,5	6,2	8,75	1,6	70	14	10
Алевролиты	0,99	0,69	0,47	0,26	1,27	1,37	1,0	77	0,04	10

арсенопиритах изменяются симметрично-зонально относительно центральной части месторождения:

$$0{,}424 \pm 0{,}282 - 1{,}181 \pm 0{,}834 - 0{,}916 \pm 0{,}632.$$

Аналогично ведет себя и дисперсия этого значения.

Рассчитанная по Ю. Г. Щербакову [1979, 1980] величина ОК = $= \frac{Co : Ni}{Co_{\mu} : Ni_{\mu}}$ рудной массы по падению главной рудной зоны изменяется также симметрично относительно центральной части месторождения, целиком располагающейся в продуктивной гомогенной толще:

Часть месторождения	Верхняя	Средняя	Нижняя
Величина ОК	7,5	5,9	19,6

Значения ОК находятся в пределах величины, характеризующей стволовую фацию месторождения [Щербаков и др., 1980].

Подобным образом ведут себя кобальт-никелевые отношения в поперечном сечении пластовых жил, локализующихся в гетерогенном разрезе.

Изучение газового состава рудовмещающих отложений и кварца рудных тел* одного из месторождений показало большое сходство полученных результатов. Оно вряд ли может быть случайным и, скорее, указывает на тесную взаимосвязь источников газов в системе руда — вмещающая порода. На подобную связь указывают и изотопные отношения рудных свинцов [Войткевич, Кокин, 1972], модельный возраст которых чаще всего лежит в диапазоне возраста рудовмещающих отложений.

Средний состав газа (отн. %) в породах рудного поля золоторудного месторождения, подверженных динамометаморфизму (для трех валовых проб вне влияния первичных ореолов рудных тел), таков:

N_2	CO	CH_4	H_2O	CO_2
4,62	0,20	1,56	1,57	92,2

* Проводилось хроматографическим методом на установке ВД-4 конструкции РГУ.

Таблица 3

элементов-примесей в терригенных породах Южно-Верхоянского синклинория

Pb	Sn	P	Cr	Ge	Bi	B	Mn	Sc	Zr	Ce	La	Th	Au
Верхоянского синклинория													
2,0	0,4	70	5	0,1	0,2	4	29	2	30	20	1	11	6,0
2,9	0,6	100	4	0,2	0,2	2	8	2	20	10	1	9	7,2
ранней перми													
1,5	0,2	70	4	0,2	0,3	7	34	3	30	20	1	7	10,0
2,9	0,9	50	9	—	0,5	7	60	—	20	20	1	7	12,2
отложениях (27, Au — 27)													
30	0,2	—	4	0,2	0,5	—	—	—	—	—	—	—	350,0
ранней перми [Turekian, Wedepohl,1961]													
2,1 1,4	4 1,5	4,1 0,7	1,1 1,0	0,2 —	— —	2 7	0,85 0,7	30 ?	1,87 1,0	2,2 3,3	0,3 0,14	41 5,8	4 4,88

Средний газовый состав включений в кварцах золоторудного месторождения (данные автора и А. С. Куршева по 19 пробам из главной рудной зоны) следующий (отн.%):

N_2	CO	CH_4	CO_2
4,46	0,48	0,4—3,3	94,65

Удивительно близким составом основных и наиболее распространенных газов, а также микрокомпонентов [Кокин, 1984] характеризуется вода минерального источника этого же золоторудного месторождения, который вскрыт скважинами из-под мерзлотного слоя. Средний состав газа из воды минерализованного источника золоторудного месторождения (по данным Е. Г. Козлова) таков (отн.%):

CO	NH_4	CO_2	CH_4	O_2	H_2	N_2	Ar	He
0,01	0,01	94,59	0,74	0,41	0,01	4,12	0,02	0,06

Наличие в составе газа аргона в количестве 0,02 % позволяет (при условии, что весь аргон является продуктом превращения ^{40}K в системе вода — порода) выполнить ориентировочный расчет возраста его накопления в рассматриваемой системе месторождения. Исходя из среднего состава газа современной атмосферы, в которой за время $4 \cdot 10^9$ лет накопилось 0,930 отн.% аргона, и, учитывая природную распространенность его изотопов, нетрудно подсчитать возраст накопления — 98,2 млн лет. Данная оценка возраста удивительно близка к возрасту гранитоидов изучаемого региона и сопоставима с верхним возрастным пределом формирования конкретно рассматриваемого золоторудного месторождения. Воды же минерализованного источника могут рассматриваться в качестве «отработанных» палеогидротерм, законсервированных в структуре месторождения с момента его образования, благодаря литологическому экрану мощностью 450 м, обеспечившему консервацию системы в рудный и послерудный этапы. Поступательное формирование мерзлотного слоя в четвертичный период обусловило промерзание пород по мере выхода месторождения в область денудации.

ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВИСМУТОВОГО ГЕОХИМИЧЕСКОГО ТИПА

Рассматриваемые месторождения локализуются в терригенной толще пермотриаса. Пространственно связаны с интрузиями гранодиоритов ранне-позднемелового возраста. По сравнению с золоторудными месторождениями мышьякового геохимического типа встречаются значительно реже и менее масштабные. Рудные тела этих месторождений образуют штокверки в эндо- и экзоконтакте интрузий по фронту грейзенизации. Наибольшая концентрация золота в рудах и наиболее масштабные те месторождения, которые ближе всего располагаются к продуктивной толще, вмещающей золоторудные месторождения мышьякового геохимического типа. Напротив, проявления, располагающиеся в позднепермских и триасовых отложениях, характеризуются бедными рудами и мелкими масштабами проявления минерализации.

Вещественный состав рудных тел своеобразен. Помимо кварца, карбоната в жильной массе встречаются мусковит, серицит, флюорит. Рудные минералы представлены шеелитом, вольфрамитом, сульфотеллуридами висмута, золотом, арсенопиритом, кобальтином, пирротином. Золото отмечается в теснейшем срастании с сульфотеллуридами висмута, чем и объясняется положительная его корреляция с висмутом и теллуром на высоком (0,1—1,0 %) уровне значимости.

Основными рудогенными элементами месторождений этого геохимического типа служат висмут, вольфрам, золото, кобальт, мышьяк. Повышенные против кларка концентрации этих элементов устаналиваются в гранодиоритах рассматриваемой территории (табл. 4). Исключение составляет золото, концентрации которого соизмеримы с кларком однотипных пород. Достаточно высок кларк концентрации серебра в гранодиоритах. Поэтому, видимо, можно объяснить пространственную приуроченность серебро-свинцово-цинковых месторождений к периферийным частям гранодиоритов, которые к тому же вокруг них распределяются концентрически зонально. Обобщенный ряд геохимической зональности в направлении от гранодиоритов выглядит следующим образом: молибден, бериллий — вольфрам, висмут, теллур, золото — мышьяк, кобальт — цинк, свинец — серебро — сурьма.

Кобальт-никелевые отношения для руд и первичных ореолов месторождений висмутового геохимического типа всегда больше 1,0. Это объясняется избыточной, против никеля, концентрацией кобальта в составе гранодиоритов, с которыми пространственно и парагенетически связаны золоторудные месторождения рассматриваемого геохимического типа.

Резюмируя вышеизложенное, можно выделить следующее.

1. Основным (но не единственным) источником рудного вещества в месторождениях мышьякового геохимического типа Юго-Восточной Якутии является рудоматеринская осадочная позднекарбон-раннепермская толща, сформировавшаяся в условиях лавинной седиментации дельтовых фаций, обогащенная всеми основными рудогенными элементами. На основе балансовых расчетов толща из надкларковых концентраций способна генерировать из объема рудных полей 90 % — Au, 80 — As, 58 — Ag, 64 — Cu, 48 % — Pb. Недостающий баланс элементов может быть связан с более глубинным магматическим источником. В этой связи основные условия формирования месторождений мышьякового геохимического типа должны отвечать метаморфогенно-гидротермальной модели в понимании В. А. Буряка.

2. Золоторудные месторождения висмутового геохимического типа, на порядок менее масштабные по золоту месторождений мышьякового геохимического типа, локализуются в толщах с содержанием золота на уровне кларковых. Основным, но также не единственным, источником золота служили магматические рудогенерирующие очаги. Причем, чем

Таблица 4

Средние содержания некоторых элементов в гранодиоритах Юго-Восточной Якутии. $1 \cdot 10^{-3}$ %

Элемент	Кол-во анализов	Среднее	Стандартное отклонение	Коэффициент вариации	Кларк концентрации
Ti	446	192	234	126	0,56
V	446	3,3	2,0	60	0,37
Co	1046	1,0	0,9	90	1,42
Ni	612	0,7	1,2	171	0,46
Cu	1046	4,1	6,6	161	1,36
Zn	1046	9	9,5	105	1,50
Ga	446	2,9	1,1	37,9	1,70
As	1046	10	34	340	53,15
Mo	1046	0,2	0,2	100	2,0
Ag	1046	0,05	0,2	400	39,21
Pb	1046	1,8	3,2	178	1,2
Sn	1046	1,8	7,9	439	12
P	446	74	82	43	1,1
Cr	446	2,1	2,5	119	0,95
Ge	446	0,07	0,05	71	0,46
B	446	1,7	4,0	235	1,9
Mn	446	24	40	164	0,44
Bi	612	0,4	2,1	525	5,0
W	1046	0,8	4,1	512	3,8
Au, мг/т	156	4,1	2,8	68	1,0

ближе они располагаются к рудоматеринской толще позднекарбон-раннепермского возраста, тем месторождения по золоту более масштабнее. И наоборот. То есть в условиях пространственного совмещения двух источников рудного вещества должны формироваться наиболее масштабные золоторудные и комплексные месторождения.

3. В обоих рассматриваемых геохимических типах золоторудных месторождений источник золота гетерогенный, что связано с физико-химическими и геохимическими процессами взаимодействия рудогенерирующих очагов и метаморфизма осадочных толщ, характеризующимися надкларковыми концентрациями золота и основных элементов-спутников золотого оруденения.

Н. Н. Амшинский, А. А. Долгушина, О. Г. Садур

ЗОНАЛЬНОСТЬ ГРАНИТО- И РУДООБРАЗОВАНИЯ — ОСНОВА ЛОКАЛЬНОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ЭНДОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Проблемы гранито- и рудообразования были всегда среди главных направлений деятельности Ф. Н. Шахова [1956, 1976 и др.]. Его четкие и логически обоснованные представления о механизме формирования гранитов, о фазах их кристаллизации снискали многих поклонников и последователей. Ф. Н. Шаховым изучались редкометаллоносные граниты Горного Алтая, являющиеся предметом данного сообщения. Вслед за ним мы всегда рассматривали граниты как позднегерцинские и в ряде своих работ обосновывали это геолого-геохимическими и радиологическими данными [Амшинский, 1960, 1973, 1978 и др.].

Индикаторные характеристики фаций глубинности

Фация глубинности, глубина, км	Стратиграфический уровень	Площадь массива, км²	Глубина среза массива
Гипабиссальная, I — 2,5	D_{2-3}, реже S — D	30—80	Малая
Мезоабиссальная, 2,5—6	Є — O	До 2000—3500	Средняя и глубокая
Абиссальная, 6—10	O—S Pt — Є	Крупные и средние купола гнейсов	Глубокая

Примечание. *L* — протяженность рудных тел по падению.

Среди гранитоидных тел в Горном Алтае выделяются крупные мезоабиссальные гранитоидные батолиты [по Ю. А. Кузнецову, 1964] с просвечивающимися структурами, мелкие гипабиссальные интрузивные гранитные массивы, кристаллизовавшиеся из расплава, и, наконец, гранитогнейсовые тела, размещающиеся на наиболее низких стратиграфических уровнях. Все они геохимически близки и составляют ряд фаций глубинности единой колонны гранитообразующего процесса. Разноглубинные члены его гетерогенны, но связаны постепенными переходами, обусловленными перерастанием одного механизма преобразования субстрата в другой. Абиссальные плутоны — продукт диффузионно обменных реакций с крайне ограниченной миграцией вещества и ничтожным привносом флюида, мезоабиссальные — тела, сформированные путем замещения субстрата пропитывающими его гранитизирующими флюидами (батолиты замещения по Ю. А. Кузнецову и Д. С. Коржинскому). Гипабиссальные тела представляют собой выступы кровли мезоабиссальных пластообразных плутонов, где за счет скопления богатых летучими флюидов продукт метасоматоза перерастает в расплав, способный к перемещению. Интрузивными являются только гипабиссальные тела, остальные — автохтонные.

Площадь гипабиссальных тел составляет всего 5—7 % от всей площади гранитных плутонов, мезоабиссальные занимают 82—85, а абиссальные — не более 8 %. Гипабиссальные гранитные массивы расположены в основном в юго-восточной части Горного Алтая. Среди них массивы Калгутинский, Тоштузекский, Юстыдский и др. В северо-западной части Алтая к ним относится Синюшинский массив. Массивы сложены главным образом порфировидными крупнозернистыми биотитовыми гранитами с содержанием биотита не более 5—6 %, краевые и апикальные фации представлены мелкозернистыми гранитами и гранит-порфирами, по минеральному и химическому составу близкими порфировидным гранитам главной фации. Граниты характеризуются повышенной кислотностью и щелочностью при отношении K_2O/Na_2O значительно больше единицы, бедны окислами магния и кальция (см. таблицу). Характерно широкое проявление микролинизации, альбитизации, мусковитизации, окварцевания, турмалинизации, флюоритизации. В сравнении с кларками для кислых пород по А. П. Виноградову и для гранитов, бедных кальцием по Турекяну и Ведеполю, граниты гипабиссальной фации содержат меньше бария и ванадия, в то же время они обогащены редкими щелочами, редкоземельными и радиоактивными элементами. Отношение ниобия к ванадию в них значительно больше единицы. Рудные элементы в гранитах этой фации распределены крайне неравномерно, что фиксируется значительным увеличением дисперсий по сравнению с дисперсиями гранитов мезоабиссальной фации. Если учесть, что с этой фацией глубинности связано наиболее крупное оруденение, то можно утверждать, что увеличение дисперсии содержаний рудных элементов является указателем на

рудоносного гранитоидного комплекса в Горном Алтае

Средние содержания, %			Индикаторные отношения		L	Удельный вес запасов WO_3, %	Основные типы оруденения
SiO_2	K_2O	MgO	Nb / V	La / Sc			
73,5	4,5	0,40	2,68	10,0	>500	92	Гидротермальные жильные
69,8	3,6	0,98	0,45	5,89	100—300	8	Гидротермальные и скарновые
68,8	3,2	1,18	0,26	3,85	—	—	Пегматиты

их стремление к концентрации на фоне гомогенизации петрогенного состава возникшего расплава. Из акцессорных минералов характерны минералы редких и редкоземельных элементов — оранжит, монацит, торианит, ксенотим, в значительных количествах — ильменит, ильменорутил, циркон, флюорит, в ряде массивов (Калгутинский) — магнетит.

К мезоабиссальной фации глубинности относится большая часть гранитоидов Горного Алтая. Плутоны имеют крупные размеры и часто размещаются в ядрах антиклинальных структур. Характерная особенность этих тел — наличие просвечивающих структур, повышенная основность и проявления гибридизма в краевых зонах массивов. Гранитоиды этой фации наиболее разнообразны по составу. В строении массивов участвуют как кислые, так и средние, а местами и основные породы. Это биотитовые и биотит-роговообманковые граниты, гранодиориты, кварцевые диориты, адамеллиты, тоналиты, местами диориты и габбро-диориты. По химическому составу граниты этой фации в сравнении с гипабиссальной содержат меньше щелочей и кремнезема, больше окислов кальция и магния.

Для средних пород мезоабиссальных плутонов характерны неэвтектические соотношения компонентов, часто повышенное содержание кремнезема, иногда глинозема. При значительных количествах окислов магния, кальция, железа наблюдается повышенное, но неравномерное содержание щелочей.

По содержанию многих акцессорных элементов эти граниты близки гранитам, бедным кальцием (по Турекяну и Ведеполю). В сравнении с гранитами гипабиссальной фации в них меньше редких элементов гранитоидного ряда (иттрия, иттербия, ниобия), редких щелочей, радиоактивных элементов и больше элементов группы железа (никеля, кобальта, ванадия, хрома, скандия). Отношение ниобия к ванадию в них меньше единицы. Как и для гранитов гипабиссальной фации характерны, но в меньших количествах, акцессорные минералы редких и редкоземельных элементов, а также минералы пневматолитовые (турмалин, флюорит). В весовых количествах присутствуют магнетит, циркон, апатит, сфен, ильменит.

Абиссальная фация характеризуется развитием плутонов акмолитовой формы залегания, сопровождающихся мигматитами и гнейсами. Состав тел неоднороден. Во внутренних частях появляются гранитные выплавки, периферийные зоны сложены гранодиорито- и диоритоподобными породами, у которых с гранитами обычно бывают постепенные переходы и реже четкие контакты. Характерно обилие в разной степени переработанных останцов пород рамы. Гранитоиды абиссальной фации расположены в зонах локального метаморфизма, сопряженных с глубинными разломами, в условиях глубокого эрозионного вскрытия структуры. Содержание многих акцессорных элементов в них обычно ниже кларковых. Среди акцессорных минералов значительно распространены магнетит, сфен и апатит, иногда гранаты.

При рассмотрении распределения гранитоидных массивов во вмещающих стратифицированных породах выявляется достаточно четкая закономерность. Массивы гипабиссальной фации залегают в верхних частях разреза, обычно на уровне средне-верхнедевонских, значительно реже силурийских пород. Мезоабиссальные плутоны размещены на уровне кембрийских и ордовикских, иногда силурийских пород. Абиссальная фация гранито-гнейсо-мигматитов свойственна наиболее глубоким стратиграфическим уровням — низам кембрия — протерозою. В структурном плане Горного Алтая гипабиссальные тела размещаются в синклиналях и прогибах, где сохранилась верхняя часть разреза. Мезоабиссальные плутоны залегают в ядрах антиклинориев и антиклиналей на средней части палеозойского разреза. Абиссальные гранитоиды вскрываются в горст-антиклинальных структурах в непосредственной близости от мощных зон разлома и смятия (Теректинской, Курайско-Телецкой, Башкаусской). Такое соподчинение фаций глубинности гранитоидов с их стратиграфической позицией обусловлено, очевидно, тем, что расчленение Горного Алтая на тектонические блоки, принимающиеся за структурно-формационные зоны, произошло позже формирование гранитоидов. Глубина денудационного среза поднятых блоков будет тем больше, чем раньше произошло их поднятие. На севере Горного Алтая установлено тектоническое сопряжение юры Бийско-Барнаульской впадины с палеозойскими толщами Алтая. На востоке Алтая в палеозойском окружении находятся тектонические клинья юры. Именно в этих районах мы видим на современном срезе крупнейшие гранитоидные батолиты замещения с глубоким их вскрытием. В них много рудопроявлений вольфрама, но масштабы их весьма ограничены.

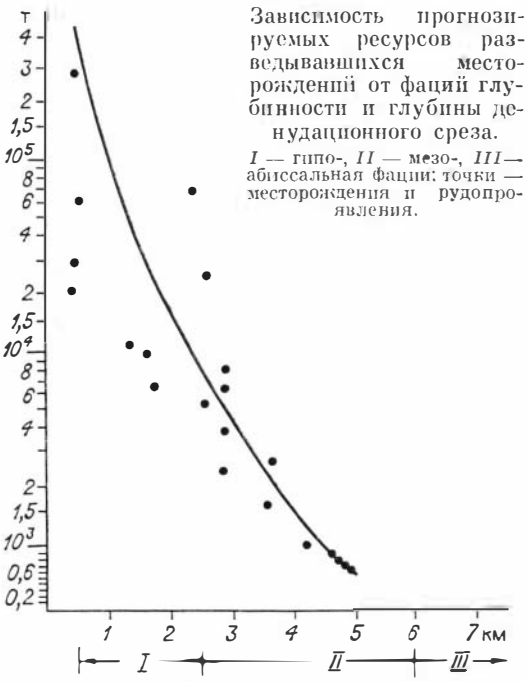
Мелкие гипабиссальные гранитные тела с небольшим денудационным вскрытием наиболее широко распространены в юго-восточной части Горного Алтая. Здесь в Юстыдском прогибе и Калгутинской впадине, по данным В. М. Богачкина [1981] и нашим наблюдениям, поверхность третичного пенеплена и буроугольные отложения того же возраста оказываются поднятыми на высоту более 3 км в послепалеогеновое время. Именно здесь обнаруживаются месторождения, имеющие значительные масштабы и участки, где рудоносные массивы еще не вскрыты, но имеются ороговикованные породы над их куполами. С этой фацией связано 92 % запасов вольфрама. Абиссальные тела приурочены к наиболее глубоко вскрытым горстантиклинориям и зонам смятия и практически безрудны.

Таким образом, наиважнейшими критериями рудоносности массивов одного гранитоидного комплекса являются фация их глубинности и глубина денудационного среза. Первыми определяются потенциальные их возможности, затем — степень сохранности оруденения. Минеральный состав, морфологические особенности и место размещения оруденения относительно гранитного тела, а также металлогеническая специализация последнего определяются вещественным составом среды, структурными условиями и степенью открытости системы в момент становления гранитов.

Нами предпринята попытка увязки фации глубинности, глубины эрозионного среза и масштаба оруденения графически (см. рисунок). Из полученного графика видно, что между прогнозными ресурсами (P) и фацией глубинности (H) наблюдается функциональная зависимость. Проверка этой зависимости осуществлена методом подбора по общепринятому способу наименьших квадратов. Построена модель нелинейной регрессии. Последняя выражена экспоненциальным уравнением: $P_{(T)} = C^{-0,000648H+10,966838}$ со среднеквадратичным отклонением $\delta = 0,424$ и корреляционным отношением $K = 0,69$.

Положение того или иного объекта на координате фаций глубинности одновременно показывает и глубину денудационного среза. Это осуществляется следующим образом. За ноль — пункт отсчета принята средняя глубина гипабиссальной (1,5 км) и мезоабиссальной (4 км) фаций. Если массив денудирован очень слабо, то его срез смещается в сторону

глубин, меньших среднего значения соответствующей фации; если же он денудирован глубоко, то от среднего значения отклоняется в сторону более глубокой фации. Принятый способ увязки фации глубинности и глубины денудации, конечно, имеет значительную условность, тем не менее полученные данные, основанные на оценке прогнозных запасов, в целом показали хорошую сходимость между оценкой объекта по кривой графика и данными, полученными при разведке.



Зависимость прогнозируемых ресурсов разведывавшихся месторождений от фаций глубинности и глубины денудационного среза.

I — гипо-, *II* — мезо-, *III* — абиссальная фации; точки — месторождения и рудопроявления.

По плотности оруденения (количество квадратных километров, приходящихся на одно месторождение) гипабиссальная группа месторождений существенно отличается от мезоабиссальной. В гипабиссальной на каждое месторождение приходится в среднем 23—25 км^2, тогда как в мезоабиссальной — сотни квадратных километров. Вероятно, стремление к концентрации в гипабиссальных массивах приводит к сокращению центров стяжения рудных компонентов, тогда как в мезоабиссальных условиях происходят их рассеяние и заложение многочисленных, но мелких по масштабу рудопроявлений.

При оценке перспектив месторождений, залегающих в благоприятных геологических условиях, необходимо обращать внимание на современный рельеф. Часто рудные зоны как тектонически ослабленные и насыщенные сульфидами наиболее легко разрушаются, и по ним закладываются лога, долины ручьев и рек, ледниковые троги. В высокогорных районах эти отрицательные формы рельефа часто углубляются на 200—300 м, причем уничтожается верхняя часть рудных зон или тел. Так, рудная зона Каракульского комплексного месторождения срезана ледниковым трогом на большом протяжении и на глубину не менее 300 м, что существенно снижает его перспективы.

Необходимо также подчеркнуть влияние среды на состав оруденения, что имеет значение при его прогнозной оценке. Особенно это сказывается на оруденении, располагающемся за пределами материнских гранитов (открытая система). В этом случае в рудных зонах образуется комплексное оруденение, в которое (кроме, несомненно, гранитофильных рудных вольфрама, висмута и акцессорных иттрия, иттербия, лантана, ниобия) поступают за счет ассимиляционного поглощения из вмещающих пород и переотложения кобальт, никель, хром, ванадий, медь, кальций. Вольфрам связывается с кальцием в виде шеелита, и получаются комплексные медно-висмут-кобальто-вольфрамовые месторождения шеелит-сульфоарсенидно-кобальтовых руд. Их освоение не мыслится иначе как комплексное извлечение из них вольфрама, висмута, кобальта и сопутствующих им элементов. Именно к таким относятся объекты юстыдской группы Юго-Восточного Алтая и некоторые из синюшинской северо-западной части Алтая.

В заключение отметим, что вольфрамовое оруденение, заслуживающее внимания, в Алтае-Саянской складчатой области, как и в смежных районах Казахстана и Монголии, связано с молодыми позднегерцинскими гранитами. Возраст гранитов, таким образом, является еще одним из важнейших критериев оценки потенциальной рудоносности районов, на что неоднократно указывали М. А. Усов и Ф. Н. Шахов.

Рассматривая как наиболее важное условие рудоносности гранитов глубину их формирования (фацию), мы сознаем, что количественная оценка ее в значительной мере условна. Имеются высказывания, резко отличающиеся по оценке интервалов глубин гипо-, мезо- и абиссальной фации гранитоидов. Возникает в связи с этим вопрос, в чем причина таких расхождений? Не является ли это следствием того, что по температурному режиму разные сегменты земной коры существенно отличались друг от друга в эпохи магматической активности, как они отличаются и сейчас. Представляется, что в сегментах, где было аномально высокое тепловое поле, как это наблюдается сейчас в некоторых районах Сибири, падение температуры с глубиной происходило менее контрастно, чем в нормальном тепловом поле. Следствием этого будут замедленная кристаллизация и растянутость по глубине каждой фации глубинности гранитоидов. Решение данного вопроса будет иметь большое научное и практическое значение.

В. В. Потапьев

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПРОЦЕССА ФОРМИРОВАНИЯ РУДОНОСНОГО МАССИВА СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ РИОЛИТОВ В ЦЕНТРАЛЬНОМ КАРАМАЗАРЕ

(Срединный Тянь-Шань)

Субвулканические риолитовые комплексы (СРК) вулканических областей с проявлениями полиметаллической, серебро- и золотосодержащей минерализации известны в ассоциациях с породами разных магматических серий: в Чаткало-Кураминском вулканическом поясе — латитовая и щелочная высококалиевая серии, в Охотско-Чукотском — известково-щелочная, во Внутрикарпатском — переходная от известково-щелочной к толеитовой.

Диаграммы А и Б (рис. 1) характеризуют составы пород СРК из областей с проявлениями полиметаллической серебросодержащей минерализации. Несмотря на принадлежность к различным сериям, тренды эволюции составов пород в обоих случаях ориентированы в сторону сильного обогащения калием с тенденцией широкого разброса точек составов вдоль линии кварц — ортоклаз. В отличие от рассмотренных выше тренды эволюции составов пород СРК из областей с полиметаллической золотосодержащей минерализацией (см. рис. 1, В, Г) ориентированы в сторону обогащения расплава кремнеземом. Достаточно компактная группировка фигуративных точек составов пород на диаграмме (см. рис. 1, Д) вблизи тройного минимума отражает слабо проявленную тенденцию к дифференциации расплава в СРК «безрудных» районов.

В целом отмеченные особенности эволюции составов пород и наблюдаемое обыкновенно очень сложное строение интрузивов СРК получают наиболее удовлетворительное объяснение в свете известных идей Ф. Н. Шахова о пульсационном характере кристаллизации гранитных магм и растворах глубинного происхождения.

Некоторые черты формирования рудоносных СРК рассмотрим на примере наиболее детально изученного нами массива субвулканических риолитов в Центральном Карамазаре.

Центральный Карамазар — известный рудный район Срединного Тянь-Шаня. В геолого-структурном плане ему соответствует Адрасманская вулканическая мульда, которая входит в состав Чаткало-Кураминской вулканической зоны верхнепалеозойского Бельтау-Кураминского вулканоплутонического пояса. Фундаментом мульды служат гранитоиды ка-

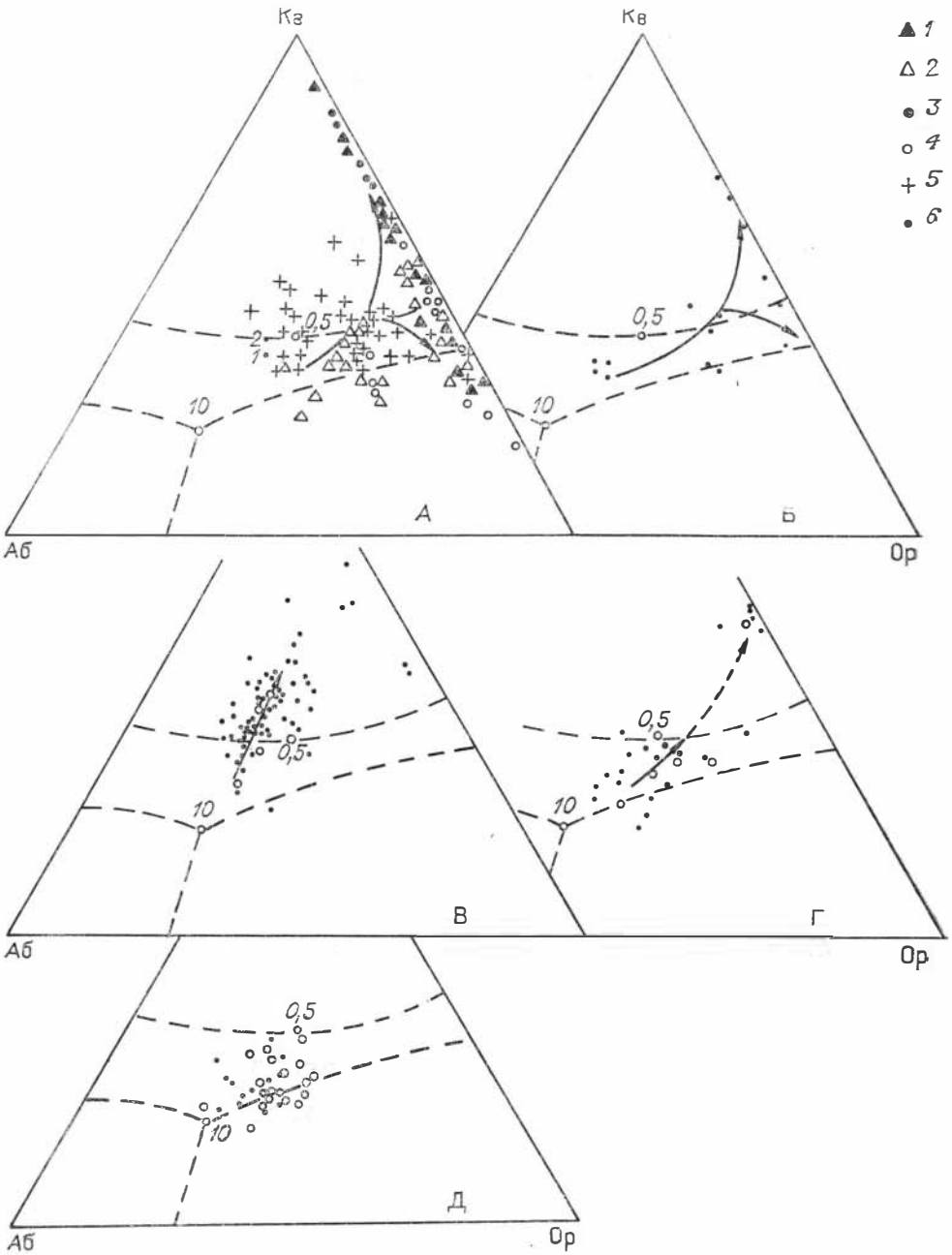


Рис. 1. Составы пород и тренды дифференциации субвулканических риолитов в координатах системы кварц — ортоклаз — альбит (Кв—Ор—Аб).

А — Центральный Карамазар, Адрасманская мульда: *1* — слабо дифференцированные тела; *2—5* — глубоко дифференцированные тела (*2* — глубокие горизонты — кластопорфиры, кластоневадиты, *3* — те же породы — купольные участки, *4* — брекчии вершинных куполов, *5* — силловые фации — игнимбриты); *6* — граниты (1 — средние из 20 анализов; 2 — аляскиты, среднее из 6 анализов); Б — Охотско-Чукотский вулканический пояс (стрелки — тренд дифференциации); В — Внутрикарпатский; Г — Охотско-Чукотский вулканический пояс (светлые кружки — средние составы пород); Д — безрудные поля Кавказских Минеральных Вод (точки), Центрального Казахстана (кружки).

рамазарского батолита (C_2) с останцами кровли из терригенных и карбонатных толщ силура — нижнего карбона. Комплекс выполнения мульды (C_2 — P_1) составляют породы четырех вулканогенных формаций, которые образовались в результате неоднократных излияний лав повторяющейся, различно редуцированной базальт-андезит-риолитовой последовательности. В составе каждой последующей формации доля кислых пород

(дациты, риолиты) возрастает до почти исключительного их развития в четвертой формации. В то же время соотношение толщ внутри формаций указывает на антидромный характер вулканических извержений. Все вулканогенные толщи обнажаются в концентрической последовательности относительно единого центра, расположенного у южной границы района, с общим падением на север, северо-восток и отчасти северо-запад.

Интрузивные риолиты обнажаются в сводовых частях интрузивно-купольных поднятий, положение которых контролируется субмеридиональными направлениями скрытой Янгиабад-Гушсайской сквозной зоны [Томсон и др., 1985]. Положение их резко несогласно с внутренним концентрическим строением мульды. Вместе с тем морфология самих интрузивных тел согласуется с элементами ее складчатой структуры. Выходы интрузивных пород прослеживаются обыкновенно в более или менее ясно выраженном согласии с простиранием вмещающих вулканогенных толщ и сложно вписываются в ядра образуемых ими локальных структур (рис. 2). Типичные формы интрузивных тел на уровне суперструктуры — разнообразные по сложности морфологии лакколиты, лополиты и куполы с многочисленными и порою очень протяженными апофизами. Интрузивное залегание риолитов обосновывается прямыми наблюдениями над взаимоотношениями пород при прослеживании контактов тел с вмещающими породами. Отдельные тела по данным горных выработок непрерывно прослежены до глубины 800 м, а буровыми скважинами — до 1200 м и более. В целом интрузивные риолиты занимают секущее положение по отношению к породам всех стратифицированных вулканогенных толщ. Верхние части тел сопровождаются широким развитием послойных и секущих апофиз, на глубоких уровнях они местами переходят в зоны эруптивного брекчирования и тонкого инъецирования. Возраст их предполагается в интервале $P - T_1$. Суммарная площадь выходов составляет не менее 1/8 площади мульды. Объединяемые общими структурами купольных поднятий, а в сближенных участках и общими ореолами контактового метаморфизма, картируемые на поверхности выходы интрузивных риолитов представляют собой, скорее всего, выступы единого крупного массива, соизмеримого на глубине с размерами самой мульды. Образование такого крупного массива субвулканических пород следует рассматривать как результат раскристаллизации периферического магматического очага, приблизившегося к поверхности Земли, на заключительном этапе вулканической деятельности [Мархинин, 1964]. С выходами субвулканических риолитов ассоциируют многочисленные рудопроявления полиметаллов, меди, свинца, висмута, которые располагаются зонально по отношению к ядрам интрузивно-купольных поднятий. По наличию концентров рудопроявлений в западной части мульды, где интрузивные риолиты не обнажены, можно предполагать существование на глубине еще невскрытых эрозией куполов субвулканического массива (см. рис. 2).

Для выходов массива субвулканических риолитов характерны обширные поля гидротермально измененных пород и очень неоднородное внутреннее строение. Последнее обусловлено широким развитием расслаивания расплава, интенсивно проявленными процессами пульсационной кристаллизации и внутрикамерного эксплозивного брекчирования, особенно ярко выраженными в куполах. Со степенью неоднородности строения массива риолитов коррелируется интенсивность сопровождающего их оруденения. Все это указывает на обогащенность магмы флюидами. В составе их, помимо воды и присутствующей в больших количествах CO_2, играли существенную роль K и F. Породы массива характеризуются большими содержаниями суммы щелочей (до 10—12 %) при широких вариациях калиевости, достигающей 0,95, резко повышенными содержаниями F (до 800 г/т), Rb (до 350 г/т), Ba (до 3000 г/т), Sr, Zi, Zr. По диаграмме А. Штрекейзена они определяются как щелочные (полевошпатовые) риолиты и риодациты.

Рис. 2. Схема положения в структуре мульды выходов рудоносного массива субвулканических риолитов.

1 — выходы на поверхность субвулканических риолитов; *2* — условные изолинии погружения кровли субвулканического массива; *3* — точки минерализации (а — медно-висмутовой, *б* — полиметаллической); *4* — разломы; *5* — падение полосчатости и пластовой отдельности в субвулканических риолитах.

По текстурно-структурным особенностям и, соответственно, условиям раскристаллизации породы массива подразделяются на игнимбриты, эксплозивные брекчии, кварц-полевошпатовые порфиры и «кластопорфиры»— своеобразные разности порфиров с большим количеством оскольчатых фенокристаллов кварца и калиевого полевого шпата, к которым присоединяются в подчиненных количествах плагиоклаз (до № 40) и биотит (Ng — 1,676), реже обыкновенная роговая обманка. Порфиры и кластопорфиры обычны для слабо дифференцированных участков массива и для внутренних, глубоко вскрытых частей куполов, игнимбриты — для участков послойных инъекций расплава в краевых частях массива, эксплозивные брекчии — для апикальных выступов куполов и окончаний апофиз. Все разновидности пород связаны фациальными переходами. Наблюдаются и рвущие взаимоотношения пород, что указывает в целом на прерывистый характер раскристаллизации массива. По единичным определениям [Андрусенко, 1981] полная гомогенизация расплавных включений в кварце из порфиров и кластопорфиров осуществляется в интервале 1175—1280 °С.

Примечательную особенность Адрасманского субвулканического интрузива составляет его внешняя ореольная зона, в которой сохранились разнообразные признаки активного развития процессов магматического замещения. Особенно выразительно они проявлены в надкупольных участках интрузива. Процессам плавления вмещающих вулканогенных пород здесь предшествует развитие метасоматического калиевого полевого шпата. По данным химического анализа калиевый полевой шпат представлен почти чистой калиевой разностью, с содержанием Na_2O около 0,15 мол.%. Он наблюдается в виде пятен и ленточных выделений в породе. Его образование происходило в обстановке перекристаллизации пород и усиливающегося движения летучих, на что указывает появление в срастании с калиевым полевым шпатом мелких (0,02—0,04 мм) и редких

чешуек лапчатого зеленовато-бурого биотита. На расстоянии 20—30 м от контакта с интрузивом в отдельных точках контактового ореола начинается плавление и появляются пятнистые выделения вторичного стекла. Крупные (2—3 см) выделения темного, в различной степени окристаллизованного, и светло-зеленого серицитизированного стекла имеют неровные, лапчатые очертания, переходящие в тонкие жилковидные ветвления. Об эпигенетическом характере выделений стекла свидетельствуют его жилковидные ответвления в окружающую массу вмещающей породы, тенденции к распространению вдоль границ фенокристаллов и обломков пород в лавобрекчиях, резкая дискордантность форм выделений по отношению к директивным первичным структурным элементам вмещающей породы. Замкнутый характер и изометрические формы выделений указывают на исчезновение бывших на этом месте объемов первичной породы, т. е. на ее расплавление и замещение новообразованным расплавом (стеклом). Характерна локализация пятнистых выделений стекла в сравнительно узких (от 20—30 до 2—3 м) зонах контактового ореола с развитием их по породам различных стратиграфических горизонтов и расширением области распространения в надкупольных участках интрузива. Местами наблюдается связь выделений стекла с зонами катаклаза, прослеженными на расстояние от нескольких сантиметров до десятков метров, в пределах которых выделения стекла приобретают форму широких, неправильных — ветвящихся и прерывающихся полос.

Пятнистые выделения стекла содержат радиально-лучистые агрегаты калиевого полевого шпата. Особенности распределения их в массе стекла с тенденцией к концентрированию на границе с вмещающей породой указывают на родственные отношения калиевого полевого шпата и стекла. По сравнению с исходной породой стекло характеризуется пониженным содержанием K_2O и Al_2O_3 (см. таблицу). Поэтому можно думать, что понижение содержания этих окислов в стекле связано с их миграцией в сторону более холодной вмещающей породы. Совместная миграция K_2O с Al_2O_3 указывает на диффузию их в жидкостном состоянии [Левинсон-Лессинг, 1940], а выпадение калиевого полевого шпата на границе с вмещающей породой — на результат реакций их с твердой фазой. Пересчет по методу А. Ритмана двух анализов светло-зеленого стекла дает составы (кварц — 62,2 и 69,6; ортоклаз — 36,1 и 30,4; анортит — 1,7 %), близкие к эвтектической смеси кварца и калиевого полевого шпата в системе SiO_2—$KAlSi_2O_6$ [Заварицкий, Соболев, 1961], отличаясь от нее некоторым избытком нормативного кварца.

По мере приближения к контакту с интрузивом лентовидные сегрегации метасоматического калиевого полевого шпата и ассоциированные с ними пятнистые выделения вторичного стекла встречаются все чаще, придавая породам в узкой приконтактовой зоне своеобразный штриховато-пятнистый облик (рис. 3).

Область непосредственного контакта с интрузивом местами характеризуется массовым развитием стекла, содержащим обильные мелкие (до 1—2 мм) сферолиды калиевого полевого шпата, и порода приобретает облик витрофира. Особенно много такого витрофира в участках, где интру-

Химический состав вулканических пород

№ п/п	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O^+	F
1	69,02	0,25	14,14	2,31	0,86	0,08	0,43	0,12	0,36	9,20	0,05	—	0,04
2	70,20	0,25	14,40	2,43	0,30	0,08	0,36	0,39	0,40	9,60	0,05	—	—
3	78,30	0,08	11,50	0,82	0,76	0,06	0,20	0,27	0,14	6,12	0,01	1,84	—
4	79,70	0,06	10,00	1,58	1,37	0,07	0,67	0,30	0,04	4,16	0,02	2.38	0,10
5	68,80	0,08	15,20	1,95	1,53	0,07	0,15	1,80	0,28	8,16	0,02	1,50	0,05

Примечание. 1, 2 — исходные риолитовые лавы из удаленной зоны; 3, 4 — светло-зеленое стекло пятнистых выделений (сферолиды калиевого полевого шпата удалены) из зоны магматического замещения; 5 — стекло с обильными сферолидами калиевого полевого шпата из участка массового развития витрофира в приконтактовой зоне.

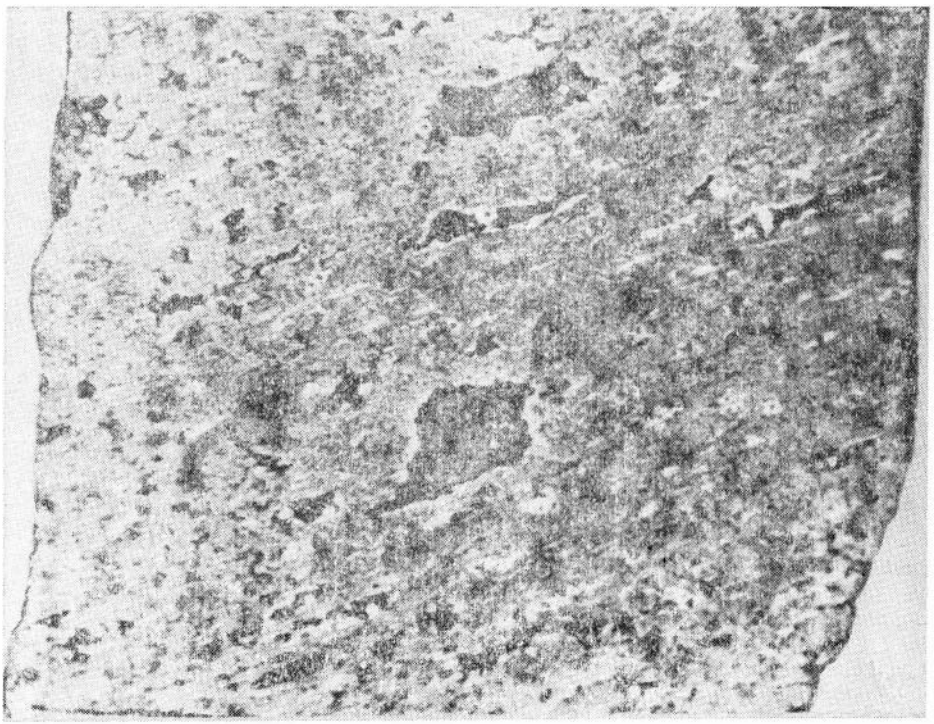


Рис. 3. Пятнистые выделения вторичного стекла (темное) в массе вмещающего трахириолитового порфира.

Светлые округлые обособления в стекле — сферолитовые агрегаты калиевого полевого шпата, светлые линзовидные участки в массе породы — сегрегации мелкозернистого калиевого полевого шпата; приконтактовая часть зоны магматического замещения; фотография штуфа; нат. вел.

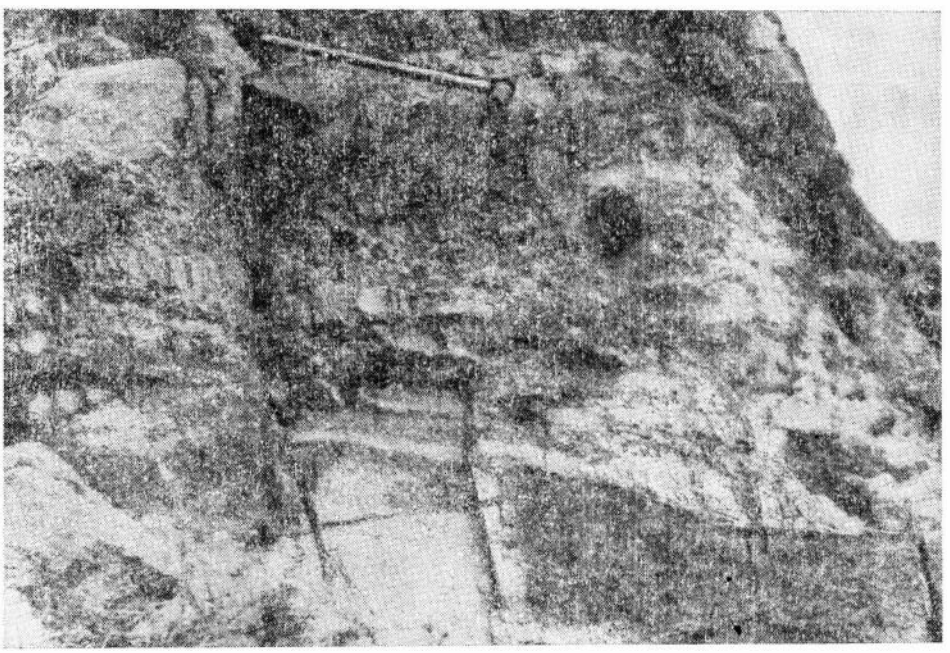


Рис. 4. Зона наложенных структур в ореоле магматического замещения.

Темное — реликты полосчатых полого залегающих вмещающих риолитовых лав; светло-серое — замещающий витрофир; внизу, в средней части рис., видны тупые пересечения структурами замещения полосчатых лав; фотография обнажения, южный склон горы Ильяхтау.

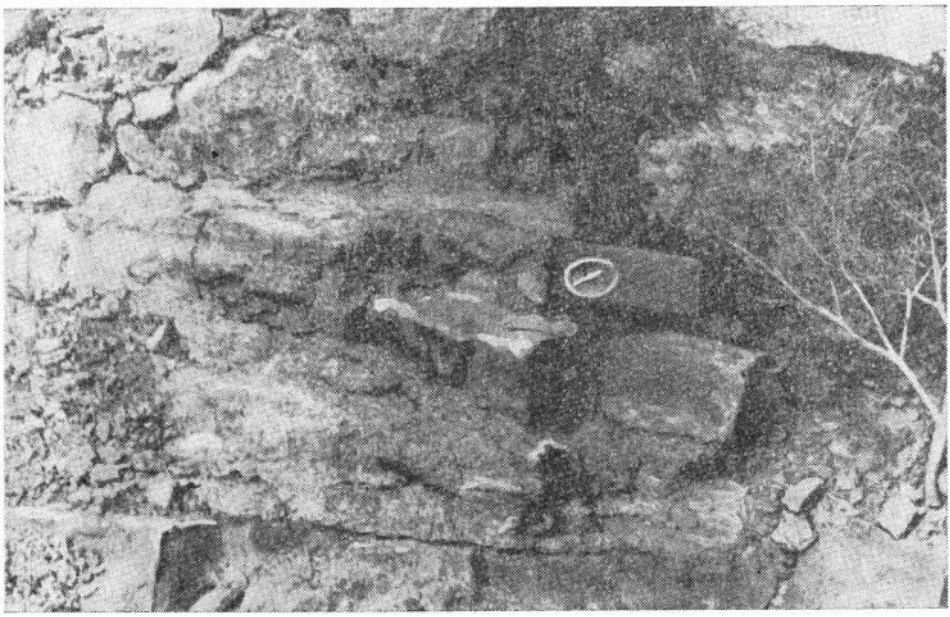


Рис. 5. Удлиненный по полосчатости реликтовый блок риодацитовой лавы (темно-серое) в массе замещающего витрофира; деталь обнажения на рис. 5.

зивный процесс распространялся вдоль границ литологически разнородных толщ. Мощность витрофира здесь достигает 0,5—3,0 м. В участках особенно активно проявленных процессов магматического замещения местами сохраняются обширные, до нескольких десятков метров в ширину зоны просвечивающих структур (рис. 4, 5). В тех участках, где процесс магматического замещения распространялся под экранами плотных лав, новообразованный витрофир настолько энергично «разъедает» исходные лавы, что от них остаются только небольшие, но обильные округлые реликты (рис. 6). Эксплозивные брекчии краевых частей риолитовых купо-

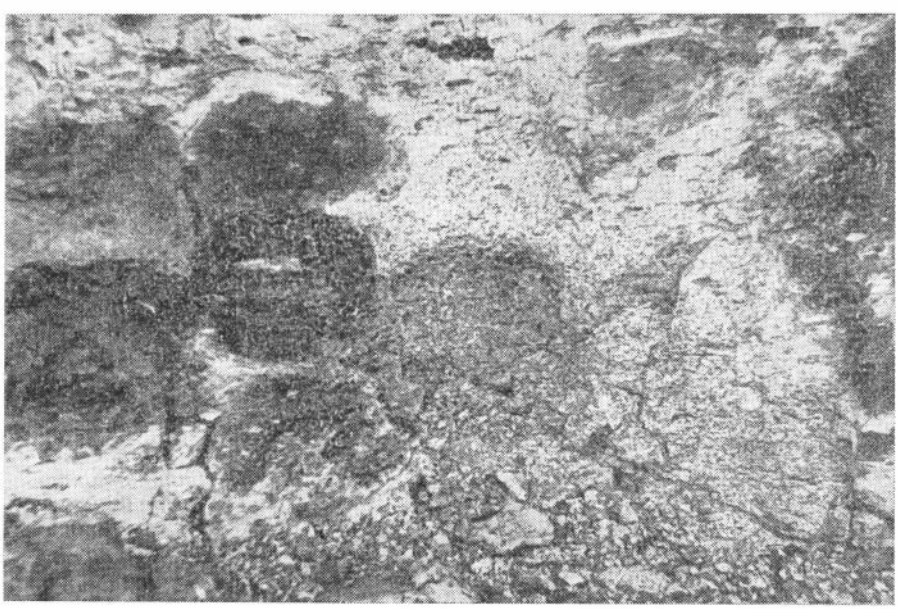


Рис. 6. Зона просвечивающих структур в ореоле магматического замещения. Темное — округлые реликты вмещающего трахириолитового порфира в массе замещающего витрофира (серое); светлые линзовидные полосы в трахириолитовом порфире — сегрегации метасоматического калиевого полевого шпата; фотография обнажения в районе хвостохранилища.

лов содержат обломки вмещающих пород с пятнистыми и полосчатыми выделениями вторичного стекла со сфероидами калиевого полевого шпата, а также обломки витрофиров, что однозначно указывает на последовательность событий.

В самом интрузиве включения вмещающих пород в подавляющей своей массе представлены породами толщ, непосредственно пересекаемыми интрузивом на данном уровне. По расположению реликтов пород при детальном картировании не выходящего на поверхность одного из куполов массива, глубоко вскрытого буровыми скважинами в северо-восточной части мульды, удается проследить в интрузиве положение всех толщ, бывших на этом месте до интрузии [Потапьев, 1986]. На рис. 7 приведена схема строения хорошо обнаженного участка (150×100 м) другого более крупного купола, выходящего на поверхность непосредственно далее к северу (в районе обогатительной фабрики). Этот купол интрузива эродирован глубже и, что особенно важно, по сравнению с расположенным южнее, оказывается значительно более придвинутым вверх. На поверхность эрозией здесь выведены кластопорфиры ядерной фации интрузива с большим количеством крупных, до 5—6 мм оскольчатых фенокристаллов высокотемпературного бипирамидального кварца, калиевого полевого шпата и биотита. На схематическую карту участка в масштабе 1 : 200 были вынесены практически все обломки, глыбы и останцы пород, включенных в интрузив. В главной массе своей они представлены фельзитами из толщи, приведенной здесь в непосредственный контакт с интрузивом. Анализ их размещения позволяет установить следующее. Обломки вмещающих пород, различающиеся первичными структурами и текстурами (рис. 7), прослеживаются полосами, расходящимися из северо-западного угла карты на юг и юго-восток, что указывает на существование здесь (до интрузии) складки или тела зонального строения. С севера на юг их пересекает широкая полоса обломков игнимбритов — реликты выклинивающейся к югу крупной апофизы краевой части интрузива. С внешней стороны ее сопровождают глыбы и останцы калишпатизированных и биотитизированных вмещающих фельзитов с полосчатыми структурами перекристаллизации и неправильными выделениями вторичного стекла со сфероидами калиевого полевого шпата, характерные для зоны пятнистого развития процессов магматического замещения во внутренней, непосредственно прилегающей к интрузиву части контактового ореола. Все обломки пород заключены в массу крупнопорфирового кластопорфира, типичного для глубоких частей интрузива. Таким образом, глубинная фация интрузива поглотила здесь породы не только контактового ореола (в том числе из зоны пятнистого развития процессов магматического замещения), но и краевой (силловой) фации самого интрузива (игнимбриты). Очевидно, как и при процессах образования гранитных куполов [Шахов и др., 1970], раскристаллизация расплава риолитовых куполов осуществлялась прерывисто, пульсационно. Этапы массового отделения летучих сопровождались расслаиванием расплава и его инъекциями с образованием апофиз игнимбритов и куполов II порядка (эксплозивные брекчии). Этапы распределения кристаллизации расплава сменялись затем этапами возобновления процессов магматического замещения и дальнейшего роста купола. Приведенные наблюдения свидетельствуют о сравнительно пассивном характере продвижения расплава в процессе роста интрузивных куполов. В противоположность этому физико-химические реакции плавления и замещения магмой пород кровли осуществлялись, по-видимому, весьма активно, что подчеркивается резкими границами интрузивного тела с вмещающими породами и наличием местами сравнительно широких зон пород с пятнистыми выделениями вторичного стекла в контактовом ореоле интрузива. Участие в процессе магматического замещения таких сильных реагентов, как K и F, к тому же значительно понижающих точку плавления силикатных пород, несомненно, благоприятствовало этому.

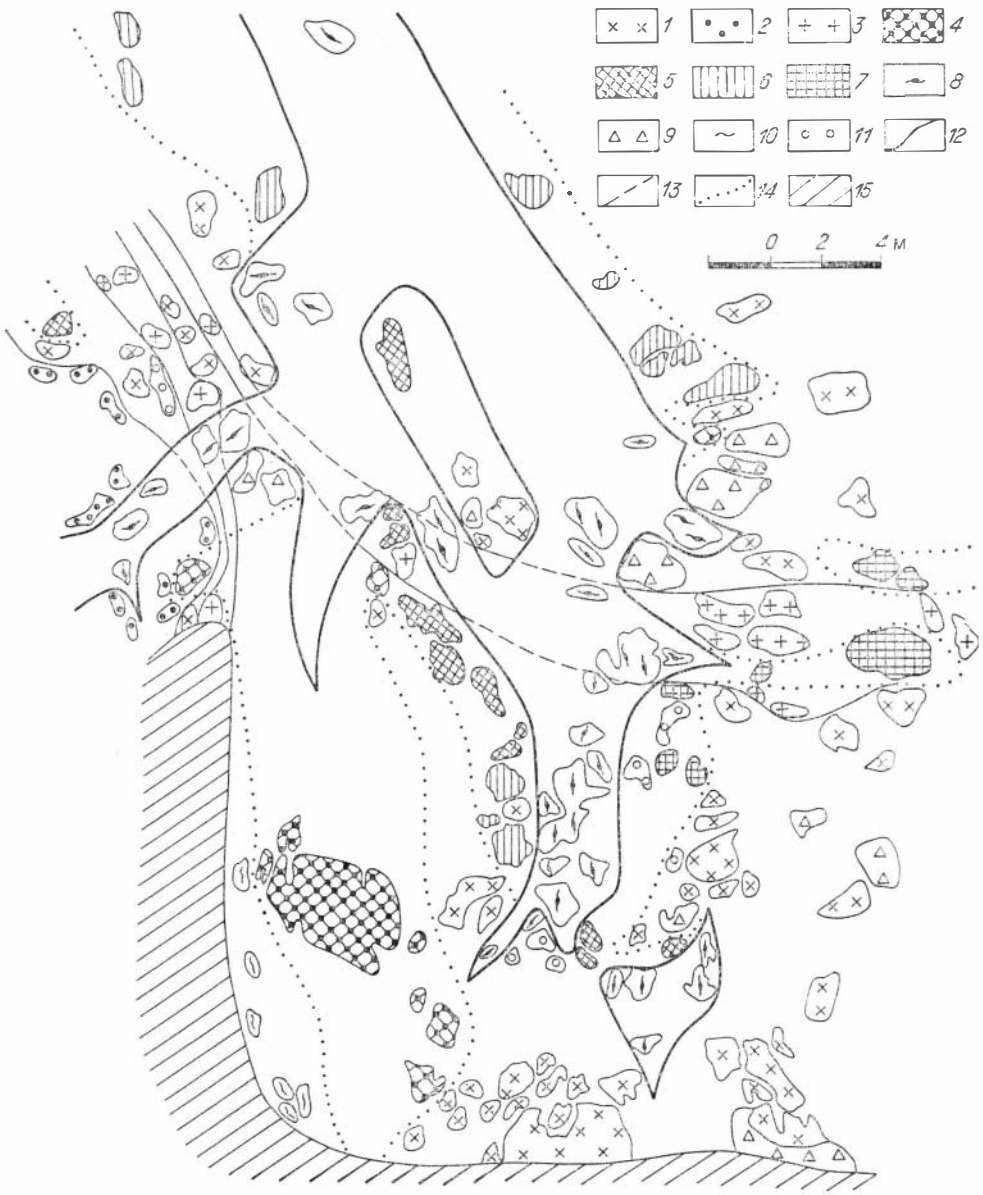


Рис. 7. Реконструированное положение толщ, замещенных интрузивом субвулканических риолитов (реконструкции границ по реликтам пород), южная часть Адрасманского купола, план.

1—3 — вмещающие фельзиты, сохранившие первичные структурные особенности (*1* — массивные, с редкими фенокристаллами полевых шпатов, размером до 3—4 мм, *2* — с большим количеством мелких (до 1 мм) фенокристаллов полевых шпатов, *3* — с большим количеством вкрапленников полевых шпатов и реликтов фенокристаллов цветных минералов); *4—7* — вмещающие фельзиты со структурами перекристаллизации, высокотемпературного метасоматоза и магматического замещения (*4* — с участками вторичного стекла и вторичных сферолоидов калиевого полевого шпата, *5* — петельчатыми текстурами перекристаллизации с укрупнением зерна основной массы породы, *6* — интенсивно биотитизированные, *7* — с крупными порфиробластами микроклина); *8* — игнимбриты и полосчатые кластопорфиры краевой фации интрузива; *9* — брекчии по вмещающим фельзитам с вторичным витрофировым цементом; *10, 11* — гидротермальные изменения: (*10* — серицитизация, *11* — окварцевание); *12—14* — границы распространения пород (*12* — фельзитов первичных структурных разновидностей, *13* — испытавших прогрессивный метаморфизм и процессы магматического замещения, *14* — интрузивных игнимбритов краевой части интрузива); *15* — осыпи. Светлое поле — риолиты («кластоневадиты») ядерной фации купола с большим количеством крупных оскольчатых фенокристаллов кварца, полевых шпатов и биотита.

Выше отмечалось, что образованию массива субвулканических риолитов в Центральном Карамазаре предшествовали мощные вулканические извержения и накопления толщ пород четырех вулканогенных формаций. Ранее мы обратили внимание [Потапьев, 1986] на одну из примечательных

особенностей развития вулканизма в районе. Она заключается в том, что кислые породы четвертой вулканогенной формации в отличие от близких по содержанию кремнезема (риолиты, дациты) пород трех ранних формаций характеризуются аномально высокими содержаниями калия (до 10—12 %) и ряда других некогерентных элементов (Ba, Rb, Sr, Li, F, Zr). Изменения химического состава в них не подчиняются нормальному ходу эволюции магм базальт-андезит-риолитовых серий: калиевость достигает исключительно высоких значений (0,95) и не зависит от содержаний в породах кремнезема, соотношений железа и магния. Из этих наблюдений был сделан вывод, что в период извержения лав четвертой формации во внутрикоровый магматический очаг поступали дополнительные потоки глубинных флюидов существенно калиевого состава. Образование субвулканического массива риолитов завершило процесс излияния лав четвертой формации, а сам массив субвулканических пород, как уже отмечалось, следует рассматривать как результат раскристаллизации поднявшегося еще ближе к поверхности земли периферического магматического очага. Породы массива сохраняют те же тенденции независимости калиевости от кремнеземистости и железистости пород, правда, в несколько ослабленном виде. На тройной диаграмме кварц — альбит — ортоклаз (см. рис. 1, А) смещение точек составов пород субвулканического массива вдоль котектических линий соответствует переходам от более глубоких и менее дифференцированных частей интрузива к апикальным участкам куполов. Эта диаграмма наглядно отражает существование подтока из глубины к апикальным участкам куполов существенно калиевых (фтор-калиевых) флюидов. Тот факт, что процессу коррозии предпочтительно подвергались фенокристаллы кварца, а не калиевого полевого шпата, подтверждает щелочной характер флюидов. Широкий разброс точек составов вдоль линии кварц — ортоклаз связан с расслаиванием расплава, наступившим вследствие предельного насыщения его флюидом, и активно прошедшими метамагматическими реакциями, сопряженными с ними процессами отделения летучих и пульсационной кристаллизации. Они особенно энергично проявились в апикальных участках куполов, где получило развитие обширное эксплозивное брекчирование. В свете приведенных данных о прохождении через магматический очаг (интрузивную камеру) потоков глубинных флюидов потенциальная рудоносность и рудная специализация СРК в значительной мере определяются количеством флюидов и особенностями их состава (см. рис. 1). Имеются данные, что потоки глубинных флюидов изначально содержали разнообразные углеводороды и имели восстановленный характер [Маракушев, 1971; Слободской, 1981]. Реакции взаимодействия их в нагретом состоянии с кислородом должны были происходить со взрывом [Фаворская, 1985]. Развитие обширного эксплозивного брекчирования и активное участие в магматических и гидротермальных процессах углекислого газа, как уже отмечалось нами ранее [Иванкин и др., 1979], являются характерной чертой субвулканических риолитовых комплексов (в частности, центрально-карамазарского).

В вулканоплутонических поясах в ассоциациях с СРК часто встречаются близкие им по времени образования гранитоиды. Процессы образования тех и других комплексов пород бывают тесно сопряжены структурно, во времени и, по-видимому, генетически, что косвенно подтверждается присутствием во многих золотосеребряных и полиметаллических месторождениях минералов олова, вольфрама, молибдена, иногда бериллия, на что обращали внимание Ю. Г. Щербаков [1961] и многие другие исследователи. Вместе с тем прямые переходы субвулканических риолитов в типичные граниты не характерны и, по-видимому, маловероятны, учитывая принципиальные различия во флюидном режиме генерации тех и других магм [Иванкин и др., 1979]. Более убедительны данные о «наступлении» процессов гранитообразования на СРК и ассоциированное с ними оруденение. Это доказывается в ряде районов прямыми наблюдениями геологических соотношений пород. Так, на одном из субвулканических

рудных полей Северо-Востока СССР нами в свое время (1974 г.) по находкам контактовых роговиков и их соотношениям с проявлениями рудной минерализации было предположено существование на глубине рудной минерализации гранитного массива, близкого по времени становления к субвулканическому рудно-магматическому процессу. Проведенными буровыми работами эти предположения подтвердились. На глубине 1,0—1,3 км был вскрыт крупный гранитный массив, установлено зональное по отношению к нему расположение рудных комплексов и вместе с тем наложение процессов ороговикования и скарнирования на ранние серебросодержащие кварц-адуляровые парагенезисы [Варгунина, Андрусенко, 1983]. На другом участке Охотско-Чукотского вулканического пояса — Ойринском, по данным Р. А. Еремина и В. И. Найбородина, внедрение гранитов также следовало за золотосеребряной минерализацией и сопровождалось образованием скарнов и грейзенов. В Восточно-Сихотэ-Алинском вулканическом поясе после проявления золотосеребряной минерализации фиксируются [Косов, 1966; Михайлова, 1970] связанные с близкими по возрасту гранитами скарновый и гидротермальный этапы с отложениями молибденита, касситерита, вольфрамита. В Центральном Карамазаре массив субвулканических риолитов пересекают дорудные дайки субщелочных фельзитов, граносиенит-порфиров, сиенит-порфиров и диабазов. Основные дайки частью внедрялись позднее кислых, но часто те и другие встречаются совместно, образуя тела сложного строения. Дайки входят в состав протяженного, около 20 км, северо-восточного простирания пояса. Но отрывать процесс их образования от процесса формирования массива субвулканических риолитов нет оснований. На продолжении рудной зоны к северо-востоку, в Восточно-Кураминском районе, по данным, полученным в последнее время В. Р. Гейнке и В. В. Поморцевым, наблюдаются иные (более сложные) соотношения: дорудные дайки диабазовых порфиритов, как и в Центральном Карамазаре, секут все вулканогенные и большую часть риолитов субвулканического комплекса, но сами секутся поздними эксплозивными брекчиями риолитов, на которые накладывается полиметаллическое оруденение центрально-карамазарского типа. Из этих наблюдений В. Р. Гейнке и В. В. Поморцев делают вполне определенный вывод, что дорудные дайки диабазов, как и ассоциированные с ними несколько более ранние кислого состава, близки по времени внедрения к становлению единого крупного, сложного по строению, того же состава и возраста, что и в Центральном Карамазаре, рудоносного риолитового субвулканического комплекса: они замыкаются в процессе его формирования.

В Центральном Карамазаре в пределах Адрасманской вулканической мульды аляскитовые и аплитовидные граниты встречаются среди вулканогенных пород в виде маломощных (до 2—3 см) инъекций и образуют небольшие штоки в ее восточной части. Еще далее к востоку, уже за пределами мульды, аляскитовые граниты слагают крупный Шайданский массив, западный контакт субмеридионального простирания которого резко обрывает отмеченный выше протяженный северо-восточный дайковый пояс. Нами задокументированы факты непосредственного срезания и структуры замещения гранитами даек фельзитов, граносиенит- и сиенит-порфиров, по особенностям состава и структур совершенно аналогичных тем, что в нескольких километрах западнее пересекают риолиты субвулканического рудоносного массива. Непосредственные контакты с дайками диабазов не обнаружены. Но дайки диабазов северо-восточного простирания, в большом количестве которые прослеживаются среди вмещающих пород вплоть до контакта с гранитами, во внутрь гранитного массива не проникают.

ВЫВОДЫ

1. Разнообразные по форме и размерам выходы субвулканических риолитов в Центральном Карамазаре в пределах Адрасманской вулканической мульды представляют собой купольные выступы единого крупного интрузива, который следует рассматривать как результат раскристаллизации периферического магматического очага, приблизившегося к поверхности земли на заключительном этапе вулканической деятельности в районе.

2. Рост куполов интрузива и, соответственно, перемещение верхней границы магматического очага происходили в процессе магматического замещения вмещающих вулканогенных толщ. Последние в экзоконтактовых ореолах куполов фиксируются появлением пятнистых выделений вторичного вулканического стекла; местами сохраняется зона просвечивающих структур. Началу плавления предшествовали процессы перекристаллизации пород, которые совершались в обстановке движения фтор-калиевых флюидов.

3. Для выходов субвулканических риолитов характерны обширные поля гидротермального изменения пород и очень неоднородное внутреннее строение, обусловленное широким развитием расслаивания расплава, пульсационной кристаллизации и эксплозивного брекчирования, особенно ярко проявленными в куполах массива. Все это указывает на обогащенность магмы флюидами, в составе которых, помимо воды, присутствовали в существенных количествах соединения углерода и фтора. С выходами субвулканических риолитов ассоциируют многочисленные рудопроявления полиметаллических руд, меди и висмута, которые располагаются зонально по отношению к ядрам интрузивно-купольных поднятий. В пределах хорошо изученного рудного поля тенденции локализации руд определяются морфологией и особенностями внутреннего строения купола рудоносного интрузива.

4. Петрохимические аномалии в составе пород вулканических извержений, непосредственно предшествовавших образованию массива субвулканических риолитов, высокие содержания калия и других некогерентных элементов в породах массива, независимость калиевости пород от содержания в них кремнезема и соотношений железа и магния, предпочтительная коррозия вкрапленников кварца, тренды дифференциации составов пород на тройной диаграмме кварц — альбит — ортоклаз интерпретируются как указание на прохождение сквозь внутрикоровый магматический очаг (интрузивную камеру) потоков восстановленных глубинных флюидов существенно калиевого состава. Потенциальная рудоносность и рудная специализация интрузивов СРК в свете этих данных объясняются особенностями состава и интенсивностью прохождения сквозь магматический очаг глубинных флюидов.

5. Процессы гранитообразования в вулканоплутонических ассоциациях, по-видимому, закономерно проявляются позже: они «наступают» на субвулканические риолитовые комплексы и ассоциированное с ними оруденение, что доказывается в ряде районов прямыми наблюдениями геологических соотношений пород, в том числе в пределах Кураминской вулканической зоны.

А. С. Лапухов, А. А. Каныгин, Б. Н. Лапин,
А. П. Перцева, А. М. Кудряшов, В. В. Лопарев

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ РУДООБРАЗУЮЩИХ СИСТЕМ ПОЛИГЕННЫХ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

При оценке перспектив рудных районов и особенно глубинном прогнозировании скрытого оруденения особое значение приобретают представления об объемном строении и эволюции рудообразующих систем, следы которых фиксируются в виде определенных структурно-вещественных парагенезов [Чиков, 1986]. Данные вопросы являются узловыми в многолетней дискуссии о генезисе полигенных и полихронных колчеданно-полиметаллических месторождений, не утратившей своей остроты и поныне. Поскольку авторами обсуждалась структурная типизация рудообразующих систем [Лапухов и др., 1986], рассмотрим некоторые геохимические аспекты данной проблемы на примере рудноалтайских месторождений, контролируемых структурами Северо-Восточной и Иртышской зон смятия.

Под рудообразующей системой (РОС) авторами подразумевается совокупность структурно-вещественных и флюидогенных элементов, взаимодействие которых в определенном пространстве и времени приводит к образованию повышенных концентраций рудных компонентов, представляющих промышленный интерес.

Данное определение охватывает все виды РОС — эндогенные, экзогенные и смешанные. Применительно к колчеданно-полиметаллическим месторождениям возможны различные комбинации вулканогенных, плутоногенных и метаморфогенных моно- или полигенных РОС и соответствующих им наборов рудных формаций. В пределах моногенных РОС, связанных с определенными циклами тектономагматической активности, авторами, вслед за Г. Л. Поспеловым [1962, 1963], выделяются зоны зарождения рудоносных флюидов, транзита и рудоотложения.

Тем самым важнейшими элементами РОС являются относительно статические структурно-вещественные парагенезы и динамические, подвижные «флюидные» носители рудообразующих компонентов в различном агрегатном состоянии (жидком, твердом и газообразном), включая магматические расплавы и диспергиты [Поспелов, 1973]. Палеореконструкция структурного и вещественного облика рудовмещающих толщ обычно не вызывает особых затруднений. Некоторая косвенная геолого-геофизическая информация содержится и по глубинному строению земной коры. Наиболее проблематична флюидная составляющая РОС, особенно их термодинамические и химические параметры, источники рудообразующих компонентов. О параметрах флюидной составляющей корневой и транзитной зон РОС можно судить лишь на основании самых общих соображений: набору рудных, магматических и осадочных формаций, типоморфизму элементного и минерального состава руд, структурному положению рудных узлов, рудных полей и месторождений относительно зон глубинных разломов и т. д. Наиболее полная информация содержится по зоне разгрузки РОС, хотя и здесь их палеореконструкция сопряжена с определенными трудностями. Последние обусловлены различными причинами: возможным пространственным совмещением РОС различного генезиса, изменчивостью флюидного режима и путей миграции рудоносных растворов, структуры и состава вмещающей среды в период функционирования РОС. В итоге современные пространственные распределения минеральных парагенезисов и химических элементов в пределах участков рудных полей и месторождений, доступных для непосредственного наблюдения, пред-

ставляют собой некоторую интегральную картину, обусловленную последовательно протекающими флюидогенными процессами, а также более поздними тектоническими и метаморфогенными преобразованиями.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ПРИПОВЕРХНОСТНЫХ ЗОН РОС

Один из подходов палеореконструкции приповерхностных участков РОС намечен в процессе изучения рудной и околорудной зональности ряда эксплуатируемых и детально разведанных колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая.

Как известно, Рудноалтайская металлогеническая зона располагается между каледонскими структурами Горного Алтая и мезозоидами Зайсанской складчатой зоны. Она входила в состав Алейско-Теректинского поднятия и являлась окраинным структурным элементом всей Алтае-Саянской области. Перестройка геосинклинального режима в девонское время привела к раздроблению палеозойских толщ и развитию наложенных геосинклинальных прогибов второго порядка, разделенных геоантиклинальными поднятиями.

Тектоническая активность вызвала бурную вулканическую деятельность, приуроченную главным образом к Северо-Восточной зоне смятия, разделяющей Горный и Рудный Алтай. Здесь сформировались гряды крупных вулканических построек, вытянутых в северо-западном направлении. Отдельные потоки базальтового, реже более кислого состава, вулканомиктовая пирокластика на фоне преобладающих терригенных образований заполняли Быструшинский и Белоубинский прогибы.

Иртышская зона, как наиболее удаленная от района активного вулканизма, характеризовалась широким развитием терригенных формаций [Филатов, 1986], в различной степени преобразованных метаморфическими и метасоматическими процессами.

Интенсивные гидротермальные изменения пород в виде хлоритизации, серицитизации, окварцевания характерны для колчеданно-полиметаллических месторождений. В случае ясно видимой порфировой или брекчиевой структуры эти породы воспринимаются как вулканические образования или субвулканические интрузии девонского вулканизма [Дербиков, 1952; Иванкин, 1966; Яковлев и др., 1973], что приводило к искажению представлений о масштабе и типе вулканизма в районе, геологии месторождений и их генезисе.

Широко развитые эффузивовидные образования порфировой и брекчиевой структуры по многим данным отличаются от действительных лавовых потоков. Метасоматическая природа таких высококремнистых пород подтверждается взаимоотношениями их с другими осадками, специфическим петрографическим и петрохимическим составом, формой и размерами порфировых тел [Лапин, 1985]. Метасоматические породы порфирового облика известны на большинстве рудноалтайских месторождений и могут служить важным поисковым признаком колчеданно-полиметаллического оруденения.

В пределах Рудноалтайского региона выделяются РОС вулканогенного, плутоногенного и метаморфогенного этапов и соответствующие им наборы рудных формаций: колчеданная, колчеданно-полиметаллическая, золоторудные и т. д. В случае пространственно обособленного проявления последних генетическая интерпретация их не вызывает затруднений. Известны, например, горизонты слоистых полиметаллических руд Второй Риддерской залежи, осадочные пиритовые тела Березовско-Белоусовского рудного поля, золотоносные кварц-сульфидные тела среди гидротермально измененных гранитоидов, региональные системы золотоносных кварцевых жил и т. д. Однако в большинстве рудноалтайских колчеданно-полиметаллических месторождений отмечаются признаки последовательного

наложения разновременных РОС и рудных формаций, определяющих их полигенность и полихронность. В приповерхностных зонах следы эндогенных РОС проявляются в виде закономерно распределенных в пространстве рудных и околорудных парагенетических ассоциаций, причем фронтальные зоны РОС фиксируются наиболее подвижными, а тыловые — наименее подвижными геохимическими ассоциациями элементов. Объемная геометризация данных многокомпонентного химического опробования, проведенная авторами на ряде рудноалтайских месторождений с помощью специальных программ тренд-анализа и сплайнинтерполяции, позволила выделить многообразные формы проявления контрастной, малоконтрастной, прерывистой, непрерывной, центробежной и центростремительной рудной зональности. А. С. Лапухов и др. [1986], используя принцип дифференциальной подвижности рудообразующих компонентов, установили такие элементы РОС, как системы подводящих, распределяющих и рудолокализующих структур, возможные пути миграции в них флюидов, положение тыловых и фронтальных зон, признаки внутри- и послерудной трансформации рудных залежей и т. д.

По структурным признакам в пределах Иртышской и Северо-Восточной зон смятия выделены три главных типа РОС: 1) в брахикупольных структурах; 2) в линейных субгоризонтальных структурах экранирования; 3) в крутопадающих ослабленных зонах. Для каждого из них характерны специфические морфологические типы рудных залежей, вертикальной и латеральной зональности руд и околорудных метасоматитов. РОС в брахикупольных структурах известны в Северо-Восточной зоне смятия и прилегающих к ней районах («чекмарский тип», месторождения Чекмарь, Риддер-Сокольное, Ново-Лениногорское и др.). Брахикупольные структуры, усложненные системой радиально-концентрических трещин, предопределили медузообразное строение рудных залежей с затухающими с глубиной шлейфами прожилково-вкрапленных руд. Зональность таких залежей центробежно-концентрического типа осложнена многоэтажно-ритмической, повторяющейся зональностью.

РОС в линейных субгоризонтальных структурах экранирования («белоусовский тип») контролируется Иртышской зоной смятия. Важнейшие структурные элементы РОС данного типа — крутопадающие рудоподводящие каналы и сопряженные с ними субгоризонтальные рудораспределяющие проницаемые зоны в линейных складках волочения. РОС «белоусовского типа» отличаются крайне неустойчивым гидродинамическим режимом, обусловленным не только пульсационным, прерывистым протеканием рудообразующих процессов, но и перераспределением магистральных рудоносных потоков, вплоть до формирования поперечных фланговых потоков. В пределах РОС подобного типа образуются узкие лентовидные залежи с малоконтрастной перекрестной зональностью.

РОС в крутопадающих ослабленных зонах («гусляковский тип» — месторождения Гусляковское, Березовское, Иртышское, Тишинское и др.) обусловлены сочетанием одного или нескольких близвертикальных рудоподводящих каналов и сетчато-трещинных структур, зон кливажа и сланцеватости. В этих условиях развивается центробежная зональность прерывистого или непрерывного типа, осложненная многоэтажно-ритмической зональностью более высокого порядка.

При объемном картировании околорудных метасоматитов, наряду с традиционными методами, весьма эффективным оказалось применение гамма-спектрометрии, позволяющей достаточно экспрессно определять концентрации урана (по радию), тория и калия (по ^{40}K) в пробах массой 150—200 г недеструктивным методом. В качестве примера на рис. 1 приведена схема распределения упомянутой триады элементов на разрезе одного из рудноалтайских месторождений «чекмарского типа», приуроченного к брахикупольной структуре. Здесь установлена отчетливая корреляция содержаний урана, тория и калия с зональностью околорудных метасоматитов и рудных залежей. К нижней выклинке прожилково-вкрапленных

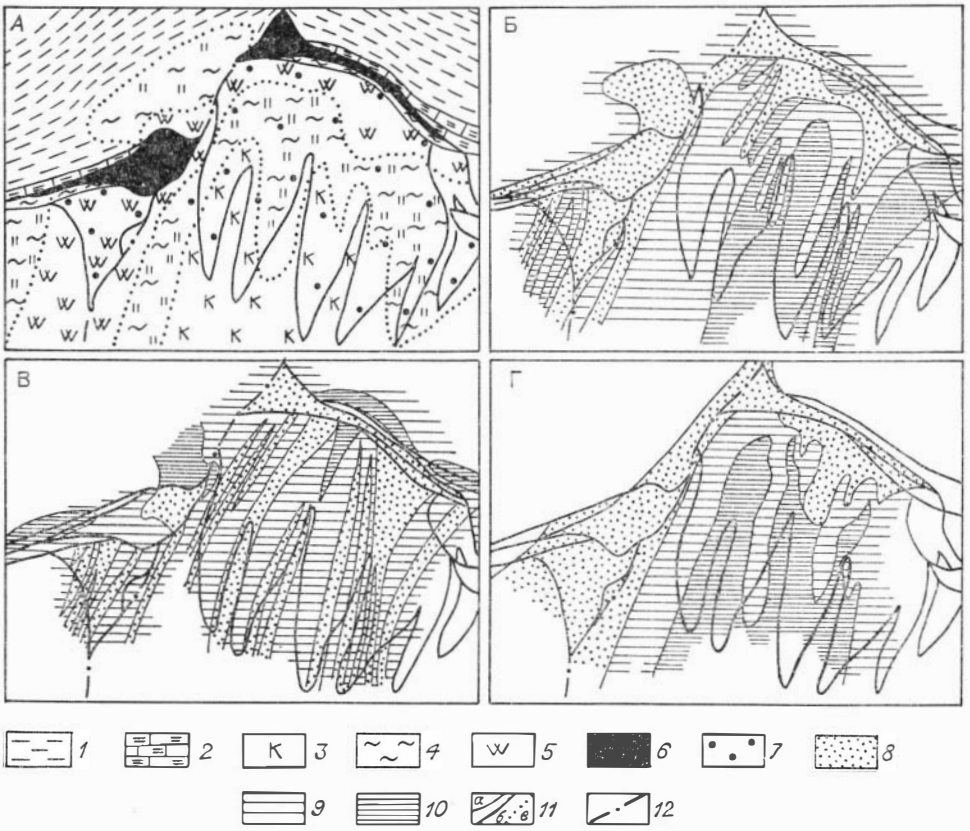


Рис. 1. Схема распределения урана, тория и калия на разрезе одного из рудноалтайских месторождений.

А — схематизированный геологический разрез; Б — распределение тория, В — урана и Г — калия на поперечном сечении колчеданно-полиметаллического месторождения. *1* — алевролиты и песчаники; *2* — известковистые алевролиты; *3—5* — гидротермальные изменения вулканогенно-осадочных пород (*3* — калишпатизация, *4* — серицитизация и хлоритизация, *5* — окварцевание); *6* — сплошные барит-полиметаллические рудные тела; *7* — прожилково-вкрапленные руды; *8—10* — условные градации концентраций урана, тория, калия: *8* — зоны пониженных (зоны выщелачивания), *9* — фоновых и *10* — повышенных (зоны отложения) концентраций; *11* — геологические границы (*а* — толщ, *б* — рудных тел, *в* — зон гидротермально измененных пород); *12* — тектоническое нарушение.

рудных тел, совпадающей с областью распространения калишпатовых метасоматитов, приурочена обширная зона повышенного фона ториевой минерализации. В пределах последней выделяются субвертикальные участки выноса урана, трассирующие положение рудоподводящих проницаемых структур. Зона богатых прожилково-вкрапленных и сплошных колчеданно- и барит-полиметаллических руд, приуроченная к кварц-серицитовым и серицитовым гидротермалитам, фиксируется полем резко пониженных (докларковых) содержаний урана, тория и калия. В надрудной толще, непосредственно экранирующей сплошные сульфидно-баритовые рудные залежи, устанавливаются повышенные (близкларковые) содержания урана.

Тем самым гамма-спектрометрическое картирование в сочетании с объемным анализом рудной зональности открывает дополнительные возможности анализа особенностей протекания рудообразующих процессов в приповерхностных участках земной коры.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ГЛУБИННЫХ ЗОН РОС

В зоне разгрузки РОС происходят интенсивная мобилизация и перераспределение ряда лито-, халько- и сидерофильных элементов из рудовмещающих толщ, составной частью которых являются и горизонты

сульфидного, сульфатного и окисного составов, затрудняющие выделение глубинных источников рудного вещества. В. И. Смирновым [1976] выделяются три группы источников рудного вещества: 1) ювенильная мантийная, связанная с базальтовой магмой; 2) ассимиляционная коровая, связанная с гранитной магмой; 3) внемагматическая инфильтрационная, связанная с термальными растворами из различных частей коры.

Применительно к проблеме происхождения колчеданно-полиметаллических месторождений привлекались различные гипотезы: плутоногенная, вулканогенная, метаморфогенная и их комбинации. В последние годы гидротермальные системы колчеданных месторождений вулканической ассоциации рассматриваются в качестве конвективной ячейки, обусловленной взаимодействием циркулирующих нисходящих потоков морской воды с остывающими базальтами. Взаимодействуя с последними и обогатившись рудными компонентами, вдоль выводных каналов образуются зоны разгрузки гидротермальных систем («черные и белые курильщики»). При этом допускаются преобладание морской воды с участием небольшой доли метеорных, погребенных и магматических вод и множественный источник металлов и серы за счет пород, расположенных стратиграфически ниже, магмы, питающей вулканические породы, и морской воды как источника серы [Франклин и др., 1984].

В пределах Рудного Алтая главное металлогеническое значение имеют следующие магматические формации: силур-раннедевонская гранитоидных батолитов пестрого состава; эйфельско-франская контрастная базальт-риолит-кремнисто-терригенная; позднедевонская габбро-диабазовая; позднедевонская гипабиссальных и субвулканических гранитоидов; фаменская андезит-дацит-терригенная; пермская гранитовая. При этом собственно колчеданоносной считается раннегеосинклинальная базальт-риолит-кремнисто-терригенная формация, в которой преобладают вулканогенные образования кислого состава [Филатов, 1986]. Проблема связей рудообразующих элементов с конкретными магматическими или глубинными источниками еще далека от окончательного решения, хотя наблюдаемые геохимические ассоциации цветных и благородных металлов не противоречат концепции связи с базальтоидным магматизмом.

Одним из геохимических индикаторов глубинного источника рудообразующих флюидов служит изотопный состав серы. Проведенные авторами исследования изотопов серы сульфидов колчеданно-полиметаллических месторождений Березовско-Белоусовского рудного поля в целом согласуются с данными, полученными по Ленинградскому рудному району [Авдонин и др., 1972].

Пириты и пирротины Березовско-Белоусовского рудного поля несколько обогащены тяжелым изотопом серы и отличаются двумодальным распределением (рис. 2). При этом один из максимумов ($\delta S^{34} = 6 \pm \pm 0{,}5$ ‰) отвечает так называемым пирититам — осадочным пиритам-I вулканогенно-осадочных толщ [Иванов, 1984], а второй ($\delta S^{34} = 2 \pm \pm 0{,}5$ ‰) — пиритам-II гидротермального происхождения. На изотопный состав серы пирита-II, по-видимому, оказывает влияние сера, частично заимствованная из пиритов-I. Аналогичные изотопные соотношения серы характерны и для Березовского и Ново-Березовского месторождений пирротинов, которые развиваются по пириту-I. Приведенные данные свидетельствуют об узком, близком к метеоритному, диапазоне вариаций изотопного состава серы гиротермальных пиритов рассматриваемого рудного поля, отвечающего преимущественно глубинному, подкоровому гомогенному источнику серы, роль которого в формировании колчеданно-полиметаллических месторождений подчеркивалась Л. Н. Гриненко, В. А. Гриненко [1967], В. В. Авдониным и др. [1972]. Вместе с тем заметное обогащение пиритов и пирротинов тяжелым изотопом серы, заимствованной из сульфатных горизонтов вмещающих толщ, отражает частичную ассимиляцию коровой серы из сульфидов и сульфатов осадочных толщ.

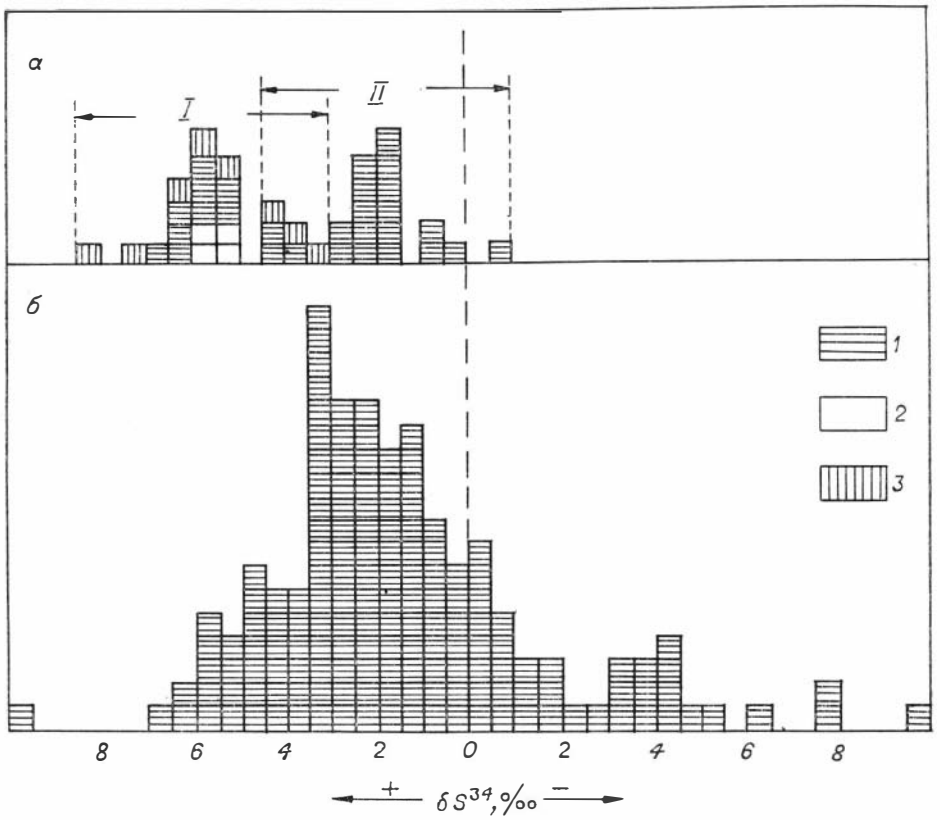


Рис. 2. Схемы распределения изотопов серы в пиритах и пирротинах.
а — Березовско-Белоусовский (по данным авторов) и *б* — Лениногорский [Авдонин и др., 1972] рудные районы. *1* — пириты гидротермально-метасоматического происхождения, *2* — осадочных толщ (пирититы); *3* — пирротины.

С точки зрения диагностики главных транспортных зон РОС особый интерес представляют зоны повышенных содержаний фемических элементов, обладающих минимальной подвижностью,— благородных металлов и особенно элементов группы платины. В пределах колчеданно-полиметаллических месторождений наиболее детально изучена геохимия серебра и золота. В частности, в Прииртышском рудном районе авторами установлена золотосеребряная минерализация двух типов: 1) непосредственно связанная с гидротермально-метасоматическим колчеданно-полиметаллическим оруденением и находящаяся с ним в прямой корреляции; 2) кварц-сульфидная и кварцево-жильная рудная формация. Данные типы золото-серебряной минерализации проявляются как пространственно совмещенно, так и обособленно и явно связаны с различными источниками.

Судя по отрывочным и зачастую противоречивым литературным данным, содержания платиноидов в сульфидных рудах полиметаллических и колчеданно-полиметаллических месторождений, как правило, незначительны и характеризуются преобладанием палладия над платиной [Бадалов, Терехович, 1966; Юшко-Захарова, 1975]. Проведенные авторами исследования некоторых колчеданно-полиметаллических месторождений показали, что геохимические особенности их платиноносности не противоречат концепции связи с глубинным базитовым магматизмом [Смирнов, 1976]. Распределения в них содержаний металлов платиновой группы, нормализованных по углистому хондриту, по сравнению с типичными медно-никелевыми магматическими месторождениями, характеризуются более крутым профилем, обусловленным резким обеднением рутением, иридием и осмием, и приближаются к месторождениям типа Монткаям и Страткона, а также к кларкам в некоторых базитовых и ультрабазитовых

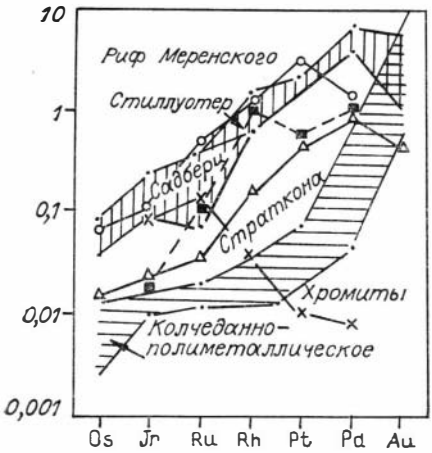


Рис. 3. Распределение благородных металлов на одном из колчеданно-полиметаллических месторождений (по данным авторов) и типичных медно-никелевых и хромитовых месторождениях (по данным [Налдрет, 1984; Норман и др., 1982]).

Средние содержания благородных металлов приведены в расчете на 100-процентный сульфид и нормированы по концентрациям в хондрите С1 (ось абсцисс). В колчеданно-полиметаллических рудах содержания золота, палладия, платины, родия и иридия определялись нейтронно-активационным (кроме родия) и атомно-абсорбционным (кроме иридия), рутения- и осмиякинетическим методами с предварительным концентрированием на никелевый штейн. Аналитики Н. П. Голованова, Р. Д. Мельникова, В. Г. Цимбалист.

породах (рис. 3). Отношение (Pt + Pd)/(Ru + Ir + Os) равно 13,7, что характерно для магматических сульфидных месторождений, связанных с габброидами, которые раскристаллизовались из магм, содержащих менее 12 % MgO [Налдретт, 1984]. Подобно серебру и золоту, элементы группы платины распределены в пределах колчеданно-полиметаллических месторождений крайне неравномерно. В силу их ограниченной подвижности зоны повышенной платиноносности, по-видимому, должны трассировать положение главных рудоподводящих каналов как в зонах транзита, так и разгрузки РОС. Однако данный вопрос заслуживает постановки специализированных геохимических исследований.

ВЫВОДЫ

1. Одним из ведущих индикаторов приповерхностных участков РОС может служить рудная зональность, пространственный анализ которой позволяет выделить положение транзитных рудоподводящих, рудораспределяющих проницаемых структур и направление миграции в них рудоносных флюидов в период функционирования продуктивных стадий минерализации.

2. Наряду с традиционными методами изучения зональности околорудно-измененных вмещающих пород, выделения тыловых и фронтальных зон РОС, оценки глубины эрозионного среза и локального прогнозирования оруденения весьма эффективным может оказаться гамма-спектрометрическое картирование.

3. С точки зрения диагностики транзитных зон РОС и дифференциации глубинных и коровых источников рудообразующих компонентов информативными являются данные по изотопии серы и, возможно, содержания фемических элементов с минимальной подвижностью — элементов платиновой группы. Геохимические профили последних не противоречат концепции связи колчеданно-полиметаллических месторождений с глубинным базитовым магматизмом.

С. М. Бойко, В. И. Гребенщикова, Ю. П. Трошин

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ С ОЛОВЯННЫМ ОРУДЕНЕНИЕМ

(Забайкалье)

Большая часть оловянных месторождений Центрального и Восточного Забайкалья сконцентрирована в пределах оловянно-вольфрамового пояса, который располагается южнее Монголо-Охотского разлома, пересекая структурно-формационные зоны различного возраста. Образо-

вание оловянного оруденения Забайкалья, по мнению большинства исследователей, связано с процессами мезозойской тектономагматической активизации региона.

Оловорудные месторождения относятся к пегматитовой, кварц-касситеритовой и силикатно-касситеритовой формациям. Месторождения пегматитовой и кварц-касситеритовой формаций просты по минеральному составу, располагаются обычно в центральных частях структурно-формационных зон, силикатно-касситеритовые, наоборот, сложны и находятся в краевых частях, вблизи зон глубинных разломов. Эти месторождения наиболее значимы в промышленном отношении, пространственно и генетически связаны с ультракислыми биотитовыми гранитами кукульбейского и харалгинского комплексов, близкими по своему составу [Козлов, Свадковская, 1977]. Типичные представители силикатно-касситеритовой формации — оловорудные месторождения Хапчерангинского и Шерловогорского рудных узлов.

Рудоносные интрузии, рудные залежи (месторождения и рудопроявления), вмещающие их породы, подвергнутые контактово-метасоматическим и гидротермальным изменениям, в совокупности образуют сложные рудно-магматические системы (РМС), геохимический анализ которых позволяет раскрыть историю развития рассматриваемых рудных узлов.

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Общей чертой Хапчерангинского и Шерловогорского рудных узлов является их расположение в зонах влияния глубинных разломов (соответственно Онон-Туринского и Шерловогорского). Границы рудных узлов, как установлено гравиметрическими исследованиями, совпадают в целом со скрытыми контурами рудоносных интрузий. Рудоносные магматические породы в Хапчерангинском районе представлены Хапчерангинской гранитной интрузией, Харатуйским некком кварцевых порфиров, эффузивами латитовой серии, в Шерловогорском районе — Шерловогорской гранитной интрузией и субэффузивным телом кварцевых порфиров сопок Большой и Высокой.

Хапчерангинский и Шерловогорский массивы почти не вскрыты эрозионными процессами. На поверхности обнажаются лишь небольшие выступы их кровли — соответственно Хапчерангинский и Шерловогорский штоки. По геофизическим данным [Духовский и др., 1979], Хапчерангинская и Шерловогорская интрузии представляют собой довольно крупные плутоны, залегающие на глубине 0,5—1,0 км. Выделяется ряд невскрытых куполов с глубиной залегания от 250 до 500 м.

ГЕОХИМИЯ РУДОНОСНЫХ МАГМАТИТОВ

Хапчерангинский и Шерловогорский массивы состоят в основном из двух фациальных разновидностей пород: гранит-порфиров и порфировидных гранитов. Для последнего характерны, кроме того, равномернозернистые граниты. Кварцевые порфиры и их брекчии слагают Харатуйский некк и лакколит сопок Большой и Высокой. Граниты Хапчерангинского и Шерловогорского массивов пересыщены кремнеземом, обладают повышенной щелочностью и относятся к ультракислым, субщелочным лейкократовым гранитам. Геохимической особенностью гранитных пород Хапчеранги и Шерловой Горы являются повышенные содержания редких, рудных и летучих элементов (табл. 1), что позволяет отнести их к плюмазитовым редкометалльным лейкогранитам по классификации Л. В. Таусона [1977]. Гранитные породы Шерловой Горы по сравнению с Хапчерангой заметно обогащены B и F и, видимо, не случайно в пределах Шерловогорского рудного узла интенсивно проявлена борная мине-

Таблица 1

Геохимическая характеристика оловоносных гранитов Забайкалья

Массив	Порода	мас. %			г/т										K/Rb	Ba/Rb	$\frac{F}{1000}\frac{Li+Rb}{Ba+Sr}$	Кол-во проб
		K	Na	F	Li	Rb	Sn	W	Zn	P	B	Be	Ba	Sr				
Хапчерангинский [Козлов, Свадковская, 1977]	Гранит-порфиры	4,3	2,8	0,25	66	342	9	5	40	30	14	12,4	556	121	126	1,62	1,5	8
	Порфировидные граниты	4,2	2,9	0,43	93	364	16	3	45	26	14	14,4	545	130	115	1,50	2,9	7
	Лейкократовые граниты	4,2	3,0	0,36	90	459	18	2	130	27		12,2	405	112	91	0,88	3,8	4
Харатуйский [Козлов, Свадковская, 1977]	Фельзит-порфиры	4,6	1,1	0,05	76	387	5	3	204	13		8,0	360	72	118	0,93	0,5	5
	Кварцевые порфиры	5,8	0,6	0,04	143	595	4	6	50	150		8,5	360	38	97	0,60	0,7	1
Шерловогорский	Гранит-порфиры	4,0	2,5	0,44	119	490	21	15	190	126	120	6,0	170	44	81	0,28	12,5	4
	Порфировидные граниты	4,3	2,4	0,62	138	550	22	19	120	63	58	8,2	110	33	78	0,20	29,7	7
	Равномернозернистые граниты	3,9	2,3	0,46	107	512	18	17	90	74	56	5,6	50	15	76	0,10	43,8	7
Сопки Большой	Кварцевые порфиры	3,7	3,0	0,59	22	478	28	9	108	60	118	6,2	73	58	76	0,15	22,5	5
Сопки Высокой		3,7	3,4	0,81	184	580	48	7	46	40	115	10,8	48	29	64	0,08	80,4	8
Плюмазитовые редкометалльные граниты [Таусон, 1977]		3,9	2,8	0,27	180	440	22	8	40	28	27	8,8	175	70	90	0,4	6,8	

рализация и оруденение грейзенового этапа (с участием F). О более глубокой дифференцированности гранитного расплава Шерловой Горы свидетельствуют и особенности распределения РЗЭ [Гребенщикова и др., 1984]. От ранних дифференциатов к поздним резко возрастает европиевая аномалия, уменьшается отношение La/Yb, наклон кривой распределения РЗЭ меняется на противоположный.

КОНТАКТОВО-ИЗМЕНЕННЫЕ ПОРОДЫ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОЛЯ

Внедрение гранитного расплава в гипабиссальных условиях сопровождалось интенсивной его дегазацией и выносом во вмещающие породы большого количества летучих и рудных элементов с образованием зонального околоинтрузивного ореола. Оловянная минерализация силикатно-касситеритового типа проявляется на фоне контактово-измененных надынтрузивных пород, представленных биотитовыми роговиками, биотитизированными и серицитизированными породами. Выделяются две зоны: внутренняя — полной перекристаллизации пород с образованием кварц-биотит-полевошпатовых роговиков и внешняя — начальной избирательной перекристаллизации вулканогенно-осадочных пород. В контактово-измененных породах по мере удаления от гранитных массивов биотит сменяется гидробиотитом, стильпномеланом, а затем серицитом. Общая мощность контактового ореола в надынтрузивной толще Шерловогорской интрузии достигает 700 м.

Геохимические поля вокруг редкометалльных гранитных интрузий представлены околоинтрузивными геохимическими ореолами и рудной минерализацией. Все элементы по структуре образуемого ими ореола можно объединить в три группы [Трошин и др., 1983]. В первую входят K, Sn, F и др., образующие положительный ореол вокруг интрузивных тел. Концентрации этих элементов в породах убывают при удалении от контакта интрузии. Прочно связанная вода (H_2O^+) образует отрицательно-положительный ореол с зоной пониженных концентраций вблизи интрузии и волной обогащения на удалении от нее. Третья группа элементов (B и P) по структуре своих ореолов занимает промежуточное положение. Для них характерны повышенные содержания как вблизи самой интрузии, так и на некотором расстоянии от контакта.

Геохимические поля в пределах оловорудных месторождений характеризуются различными уровнями концентраций B и F. На месторождениях Шерловогорского района, относящихся к турмалин-хлоритовому типу, отмечается высокое содержание B и F в биотитовых породах. На месторождениях хлоритового типа Хапчерангинского района при относительно высокой концентрации фтора наблюдается резко пониженное содержание бора. Таким образом, контактово-измененные породы и геохимические поля, развитые в пределах надынтрузивных толщ, видимо, отражают в какой-то мере и характер последующей рудной минерализации. Анализ пространственного размещения сульфидно-касситеритовой минерализации в пределах оловорудных узлов Забайкалья показывает, что основное промышленное оруденение располагается за пределами биотитизированных пород, что отмечалось ранее в оловорудных районах Приморья.

ЭТАПНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ

Минералого-геохимическое изучение Хапчерангинской и Шерловогорской РМС позволяет выделить три этапа рудообразования: эманационный, грейзеновый и гидротермальный (табл. 2). Эманационный этап — наиболее ранний, с ним связано образование контактовых рого-

Таблица 2

Основные этапы формирования эндогенной минерализации Хапчерангинского и Шерловогорского районов, эволюция состава гидротерм, характерные элементы рудной минерализации и ореолов

Этап	Эманационный	Грейзеновый	Гидротермальный
Последовательность геологических событий	Внедрение гранитного расплава. Образование контактовых роговиков и эманационных ореолов интрузий	Начало кристаллизации гранитного расплава. Рудообразование в интрузивных куполах и в ближайшей надынтрузивной зоне	Завершение кристаллизации гранитного расплава. Образование обогащенных летучими рудоносных расплавов. Формирование гидротермальных растворов и руд оловянно-сульфидной и полиметаллической стадий минерализации
Изменение вмещающих пород	Ороговикованные	Грейзенизация	Окварцевание, турмалинизация, хлоритизация, карбонатизация
Состав растворов		F/Cl — 0,7—5,6 Na/K = 0,7—1,0 $\frac{Cl + HCO_3}{F}$ = 3,8—5,0	F/Cl = 0,04—0,7 Na/K = 1,7—3,4 $\frac{Cl+HCO_3}{F}$ = 10,2—49,0
Характерные элементы рудной минерализации		W, Mo, Bi, Sn, As	Sn, As, Zn, Fe, Cu, Pb
Характерные элементы ореолов	F, B, Li, Cs, Sn, Be, W		Sn, Zn, Pb, B, P, H_2O
Индикаторные элементы-примеси в минералах:			
касситерите		Be, Ta, Pb, Nb, Zr, W, Bi Ti/Zr = 15 Zr/Sc = 3	V, Ti, Sc, Jn Ti/Zr=180 Zr/Sc = 0,4
сфалерите		Jn, Bi, Sn, Be, W, Mn	Fe, Ag, Ni, Co, Cd, Sb
галените		Sn, Bi	Sb, Co
арсенопирите		Sn, Bi, Be	Ni, Co, Mn, Sb
кварце		Nb, Be, Li, W, Bi, Sn	Sb, Mn, Zn, Pb

виков, формирование эманационных ореолов, рассеянной минерализации в породах, вмещающих Хапчерангинский и Шерловогорский массивы. Образования грейзенового этапа широко развивались в пределах Гранитного, Тарбальджейского и Шерловогорского месторождений. С этим этапом связаны грейзенизация гранитов, образование различных типов грейзенов с вольфрамитом, арсенопиритом, висмутином, а также многочисленных прожилков штокверковых зон. В течение гидротермального этапа были сформированы основные сульфидно-касситеритовые и полиметаллические жилы и штокверки, располагающиеся в надынтрузивной зоне (Хапчеранга) или несколько смещенные и совпадающие с областью развития кварцевых порфиров (Шерловая Гора). Наиболее полно образования гидротермального этапа проявились в пределах Хапчерангинского месторождения и сопки Большой. Минерализация гидротермального эта-

па отлагалась в несколько стадий [Онтоев, 1974]: кварц-касситерит-арсенопиритовую (с турмалином на Шерловой Горе), сульфидно-касситерит-хлоритовую, карбонатно-галенит-сфалеритовую. Околорудные изменения выражаются в турмалинизации (только на Шерловой Горе), окварцевании, хлоритизации, карбонатизации.

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Условия образования рудных месторождений и закономерности их размещения в конечном итоге определяются геохимической дифференциацией элементов, что находит свое выражение в минеральной и геохимической зональности. В изученных РМС выделяются горизонтальная зональность рудных узлов и рудных полей, вертикальная зональность месторождений и рудных тел.

Горизонтальная зональность рудных узлов наиболее отчетливо проявилась на Шерловой Горе (рис. 1). Кварц-касситеритовое и кварц-касситерит-сульфидное оруденение локализуется вблизи Шерловогорского массива, располагаясь внутри него (кварц-касситеритовая минерализация), либо в околоинтрузивной зоне (кварц-касситерит-сульфидная). Касситерит-сульфидное и сульфидное оруденение наиболее удалено от Шерловогорского массива и связано с телами кварцевых порфиров.

Общая минеральная зональность Шерловогорского и Хапчерангинского рудных полей относительно одноименных гранитных штоков детально описана Д. О. Онтоевым [1974] и выражается в смене олово-редкометалльных грейзенов сульфидно-касситеритовыми и галенит-сфалеритовыми рудами.

Минералого-геохимическая зональность грейзенового этапа хорошо выражена на Шерловогорском месторождении. Здесь зональные грейзеновые тела представлены несколькими метасоматическими фациями: кварц-слюдистой, кварц-топазовой, кварцевой. По сравнению с грани-

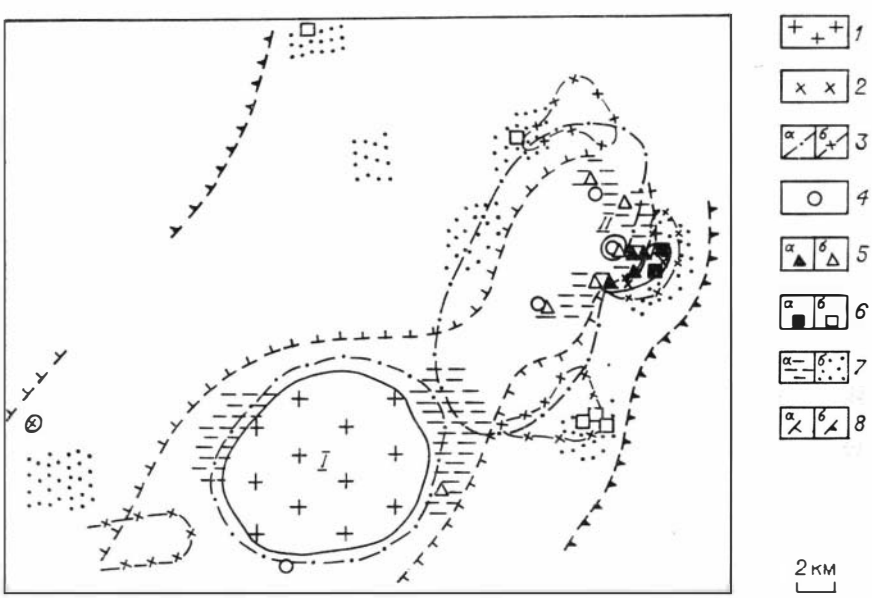


Рис. 1. Схема зональности Шерловогорского рудного района.

1 — граниты; *2* — кварцевые порфиры; *3* — внешний подземный контур (*а* — гранитных массивов, *б* — тел кварцевых порфиров); *4* — рудопроявления и месторождения вольфрама; *5* — оловянное оруденение касситерит-кварц-сульфидного (*а* — месторождения, *б* — рудопроявления), *6* — касситерит-сульфидного (*а* — месторождения, *б* — рудопроявления) типов; *7* — установленные и предполагаемые по геохимическим данным области развития оловянного оруденения (*а* — кварц-касситерит-сульфидного, *б* — касситерит-сульфидного типов); *8* — предполагаемые границы развития оловянного оруденения (*а* — касситерит-кварц-сульфидного, *б* — касситерит-сульфидного типов). Римские цифры — массивы: *I* — Адун-Челонский; *II* — Шерловогорский.

тами грейзены резко обогащены летучими, редкими и рудными элементами. Кварц-слюдистые грейзены характеризуются повышенными содержаниями Sn, Zn, As, Pb, B. Кварцевые и кварц-топазовые грейзены обогащены W, Mo, Bi, B.

Минералого-геохимическая зональность гидротермального этапа наиболее полно проявилась на Хапчерангинском месторождении и месторождении сопки Большой. Горизонтальная и вертикальная минеральная зональность Хапчерангинского месторождения описана Д. О. Онтоевым [1974]. Минеральная горизонтальная зональность месторождения сопки Большой выражается в преимущественном развитии кварц-касситерит-турмалиновой ассоциации в пределах Меридионального разлома и тела брекчий кварцевых порфиров, в то время как в восточной части месторождения возрастает роль сульфидно-касситеритовых и галенит-сфалеритовых ассоциаций. Построение объемной геохимической модели месторождения сопки Большой с помощью ЭВМ показало, что олово с высокими содержаниями образует основной рудный столб в пределах штокверка, прослеживающийся от верхнего горизонта до нижнего, не изменяя своих параметров.

Анализ объемной геохимической модели с учетом многомерных полей распределения Sn, Zn, Pb позволяет выделить в пределах штокверка минерализованную высококонтрастную зону, имеющую отчетливое северо-восточное склонение. Вертикальная геохимическая зональность месторождения сопки Большой в пределах этой зоны сверху вниз определяется сменой ассоциаций рудогенных элементов и соотношением их контрастностей: $(Sn_{790-360} - Zn_{17-16} - Pb_{17-13}) \rightarrow (Sn_{700-330} - Zn_{350-200} - Pb_{106-52}) \rightarrow \rightarrow (Sn_{420-34} - Zn_{180-100} - Pb_{43-38})$, что свидетельствует о смене оловянных руд с глубиной оловянно-полиметаллическими.

Изучая соотношения Sn, Pb и Zn и предполагая, что гидротермальные растворы двигались из областей с высоким содержанием Sn в области с высокими содержаниями Pb и Zn, можно восстановить пути их движения (рис. 2). Перемещение основного потока движения гидротермальных растворов во времени хорошо объяснимо при опускании очага гидротермальных растворов по линии Меридионального разлома на более глубокие горизонты.

По результатам термометрических исследований [Онтоев, 1974] в пределах Шерловогорского и Хапчерангинского рудных полей отмечается последовательное снижение температуры рудообразующих растворов от наиболее высокотемпературной грейзеновой ассоциации (520—270 °С) до самой поздней карбонатно-сфалерит-галенитовой (250—200 °С), что, наряду с другими данными, свидетельствует о существовании температурного градиента вокруг рудоносных интрузий.

Обобщение данных по составу водных вытяжек свидетельствует, что в ходе эволюционного развития изученных РМС рудообразующие растворы фторидно-калиевого состава грейзенового этапа сменяются существенно натровыми и бикарбонатно-кальциевыми гидротермального. В процессе рудоотложения происходит волнообразное изменение кислотности — щелочности растворов (измерялись pH суспензий минералов). В грейзеновый и в начале гидротермального этапа они относительно более кислые, в середине и конце гидротермального — более щелочные.

Рудные и жильные минералы Шерловогорского и Хапчерангинского рудных узлов по редкоэлементному составу в целом близки между собой. Так, касситериты содержат большое число элементов-примесей, типоморфными среди которых являются Nb, Ta, Zr, Sc, W, In, Pb, что уже отмечалось ранее Е. А. Доломановой и др. [1969]. На изученных нами месторождениях от более ранних грейзеновых ассоциаций к более поздним гидротермальным в касситеритах убывают содержания Nb, Zr, W и растут — Sc, V (см. табл. 2).

Повышенные концентрации элементов, характерных для высокотемпературных минеральных ассоциаций (Nb, Zr, Sc, Be в касситерите, In

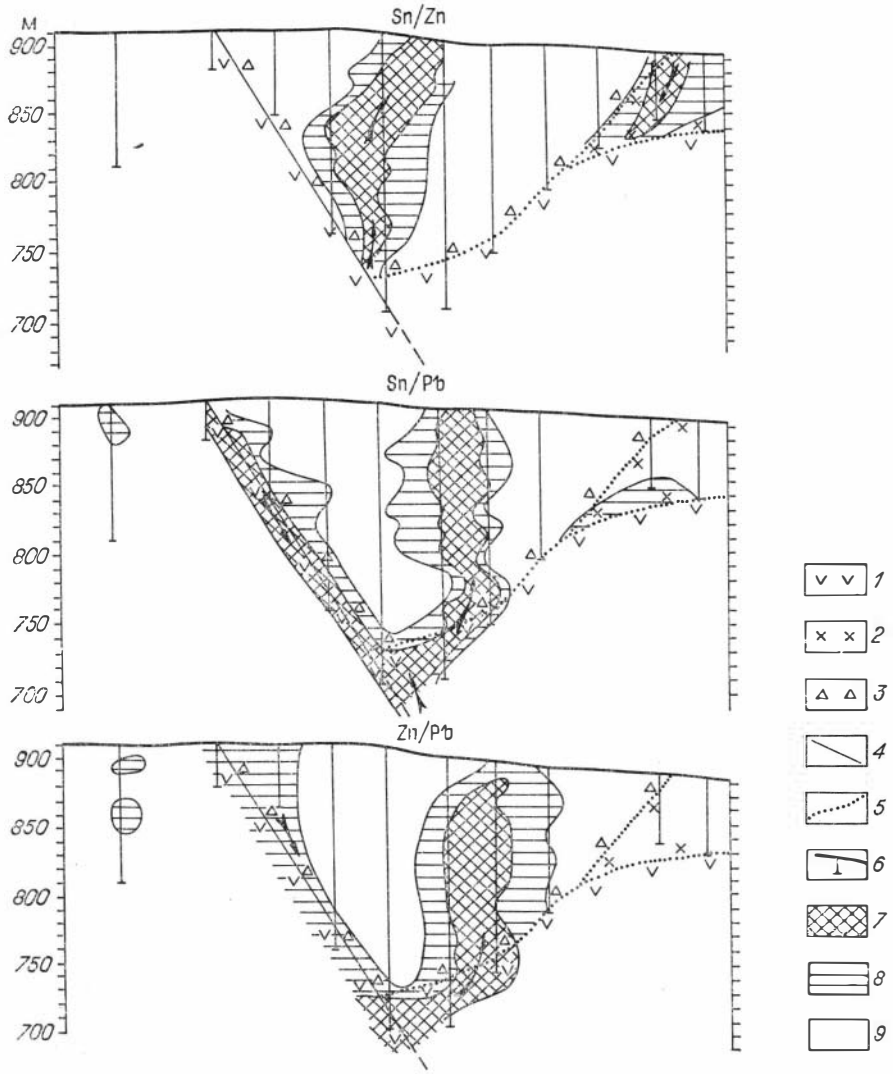


Рис. 2. Распределение отношений Sn/Zn, Sn/Pb, Zn/Pb в вертикальном разрезе месторождения сопки Большой.

1 — диориты; *2* — кварцевые порфиры; *3* — брекчии кварцевых порфиров; *4* — меридиональный разлом; *5* — геологические границы; *6* — скважины; *7—9* — значения отношений: *7* — >3 для Sn/Zn и Sn/Pb и >30 для Zn/Pb; *8* — 1—3 для Sn/Zn и Sn/Pb и 1—30 для Zn/Pb; *9* — <1.

в сфалерите и галените, Be, Y, Yb во флюорите), в минералах из грейзенов свидетельствуют о более раннем их образовании, большей их близости к источнику гидротерм. Минеральные образования Хапчерангинского месторождения и сопки Большой отлагались в более поздние стадии рудного процесса, с преобладанием в минералах «низкотемпературных» элементов-примесей — Sb, Zn, Ag, Cd. Присутствие Pb и In во всех разновидностях и генерациях касситерита, Bi и Sb в сульфидах, Y, Yb и Sn в флюоритах может свидетельствовать о генетической связи оруденения в пределах рудных узлов.

КРИТЕРИИ И ПРОГНОЗ ОРУДЕНЕНИЯ

В основу оценки перспективности территории нами положены представления о приуроченности РМС к краевым частям структурно-формационных зон, зонам влияния глубинных разломов. Границы руд-

ных узлов при этом в целом совпадают со скрытыми контурами рудоносных интрузий.

Установленная выше связь оловянного оруденения в пределах Хапчерангинского и Шерловогорского рудных узлов с одноименными интрузиями гранитоидов позволяет считать магматический критерий одним из ведущих при определении перспективности района. Очень важным критерием в оценке рудной продуктивности РМС является эрозионный срез. Хапчерангинская и Шерловогорская интрузии слабо вскрыты эрозией (обнажено около 2 % от общей площади плутонов), а в крупнейших оловорудных провинциях мира (Корнуолл, Малайя, Нигерия и др.) от 20 до 40 % площади районов сложено гранитами, что позволяет считать изученные рудные районы слабо эродированными и основные запасы рудного вещества еще не вскрытыми эрозией.

Важный момент при геолого-геохимической оценке РМС — петрогеохимическая характеристика рудоносных магматитов. Процессы кристаллизационной и эманационной дифференциации в гипабиссальных условиях привели к возникновению в изученных районах целой серии генетически связанных пород, близких по химическому составу: от гранитов до эльванов и онгонитов. Геохимической особенностью этих пород являются высокие содержания в них F, H_2O, Sn, редких щелочей, низкие — Ba и Sr. К индикаторным элементам в этой серии пород относятся редкие земли. От ранних дифференциатов к поздним, с которыми непосредственно связано оловянное оруденение, уменьшается отношение La/Yb, растет европиевая аномалия, что позволяет выделять рудоносные фации среди магматических пород близкого состава.

Критерием рудной продуктивности гипабиссальных интрузий является высокий уровень концентрирования рудных и летучих компонентов как в самих гранитах, так и в надынтрузивной толще, в связи с чем важное значение для прогноза приобретает изучение околоинтрузивной зональности. Масштабы и характер изменения пород, вмещающих рудоносную интрузию и состав эманационных ореолов, находятся в тесной связи с характером оруденения, что позволяет более целенаправленно проводить оценку рудных узлов. В ближайшей экзоконтактовой зоне, отвечающей области развития биотитовых роговиков и повышенных содержаний K, Al, F, располагаются рудопроявления W, Bi, Sn. Средняя и внешняя зоны измененных пород, в которых биотит вытесняется гидробиотитом и серицитом, фиксируется ореолами Si, Na, F, B, H_2O. Здесь обычно располагаются месторождения Sn, Zn, Pb.

Установленная единая направленность изменения редкоэлементного состава минералов, параметров флюидных включений в них как в плане, так и в вертикальных разрезах позволяет устанавливать направления движения гидротермальных растворов, определять их источники (центры эманаций), в местах которых возможно обнаружение второго яруса оруденения. Центрами эманаций [Рундквист, 1980] в пределах месторождений обычно являются крупные рудные тела, сопряженные зонами штокверкового оруденения. По мере приближения к ним в минералах растут содержания Nb, In, Bi, Zr, убывают — Sb, Cd, Ag, Ga, V, Co, увеличивается кислотность флюидных включений.

О степени эродированности известных и обнаруженных рудных тел можно судить по содержанию и присутствию некоторых элементов-примесей и особенностям состава флюидных включений в минералах. Так, высокие содержания Co и Bi характерны для сульфидов на нижних горизонтах жил, на верхних увеличивается количество Sb, Cd. Одновременно с этим растет отношение F/Cl в составе флюидных включений.

В. Г. Моисеенко, А. Ф. Миронюк

СОСТАВ ФЛЮИДОВ, ФОРМИРОВАВШИХ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ОЛОВА И ЗОЛОТА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Месторождения Sn и Au, считавшиеся долгое время многими исследователями элементами «антагонистами», встречаются в одних и тех же металлогенических областях и даже районах, причем нередко с проявленной латеральной зональностью [Усенко, Чеботарев, 1973; Нехорошков, 1986; и др.]. Золото, хотя и в невысоких концентрациях, отмечается также на ряде оловорудных месторождений мира. В связи с этим представляет определенный интерес выяснение особенностей рудообразующих флюидов, формировавших месторождения этих элементов, их сходств и различий.

Определение состава флюидов, формировавших месторождения Sn и Au, осуществлялось методами термобарогеохимии, в основе которой лежит хорошо известная концепция соответствия состава законсервированных в минералах газово-жидких включений составу рудообразующих флюидов.

Основное внимание в процессе исследований уделялось изучению включений в минералах главных продуктивных ассоциаций олово- и золоторудных месторождений: касситеритам, золоту и ассоциирующим с ними кварцам.

Для исследований отбирались монофракции касситеритов и кварцев размером 0.25—0,50 мм и весом 5—10 г, золота — 3—7 г с размером золотин менее 1 мм. Пробы минералов предварительно подвергались декрепитации на вакуумном декрепитографе ВД-3.

Вскрытие включений производилось термическим способом. Их газовый состав определялся на хроматографе ЛХМ-8-МД (аналитики С. А. Шахрай, О. О. Ступникова). Анализ солевой составляющей осуществлялся способом тройной водной вытяжки. Содержания K^+, Na^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Li^+ измерялись методами пламенной фотометрии и атомной абсорбции; галогенов, NO_3^- и NH_4^+ — потенциалометрически, с использованием ионо-селективных электродов; HCO_3^- и SO_3^{2-} — объемным титрованием (аналитики И. Д. Зайкин, Ю. П. Гайденко).

Состав флюидов во включениях в касситеритах и ассоциирующих с ними кварцах исследовался на месторождениях и рудопроявлениях в рудных районах Дальнего Востока: Комсомольском (Солнечное, Фестивальное, Придорожное, Перевальное), Кавалеровском (Арсеньевское), Арму-Большеуссурском (Голубое, Янтарное), Хинган-Олонойском (Хинганское), Эзоп-Ямалинском и Дуссе-Алинском (Мерек, Бастион II, Сорукан, Кумусун, Эксан), Баджальском (Правоурмийское), а также на месторождениях Валькумей, Пультин и Черкуньинское. Из них месторождения и рудопроявления Правоурмийское, Мерек, Бастион II, Кумусун и Пультин относятся к касситерито-кварцевой формации; Солнечное, Перевальное, Придорожное, Фестивальное — к турмалиновому типу и Хинганское, Арсеньевское, Янтарное, Черкуньинское, Сорукан — к хлоритовому касситерито-силикатной; Голубое — к касситерито-сульфидной. Месторождения Янтарное, Правоурмийское, Хинганское, Черкуньинское принадлежат группе вулканогенных. Все месторождения, исключая более детально изученное Хинганское, представлены 1 — 3 пробами.

Необходимо отметить, что включения флюидов в касситеритах некоторых из перечисленных месторождений нами изучались ранее, однако из-за применявшегося при обработке проб ультразвука определенный состав флюидов оказался несколько искаженным (занижение содержаний F).

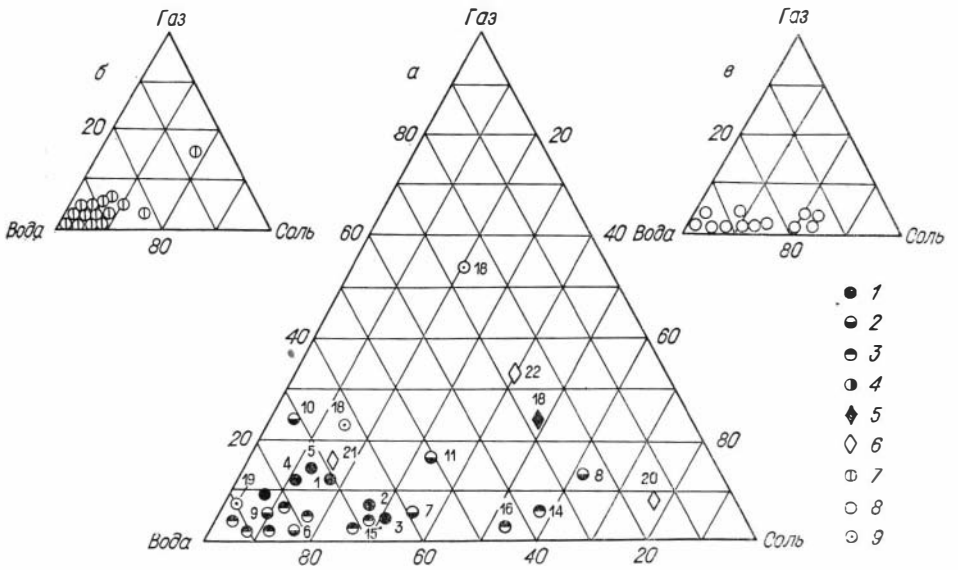


Рис. 1. Диаграммы соотношения воды, солей и газов (мас. %) во включениях флюидов в касситеритах и золоте (*а*), кварцах оловорудных (*б*) и золоторудных (*в*) месторождений.

1—4 — касситериты месторождений: *1* — касситерито-кварцевой формации, *2* — турмалинового и *3* — хлоритового типа касситерито-силикатной формации, *4* — касситерито-сульфидной формации; *5, 6* — золото месторождений: *5* — плутоногенных и метаморфогенных, *6* — вулканогенных; *7—9* — кварцы месторождений: *7* — оловорудных, *8* — золоторудных вулканогенных, *9* — золоторудных плутоногенных и метаморфогенных. На диаграмме обозначены месторождения и рудопроявления: 1 — Правоурмийское, 2 — Мерек, 3 — Бастион II, 4 — Кумусун, 5 — Иультин, 6 — Солнечное, 7 — Перевальное, 8 — Придорожное, 9 — Фестивальное, 10 — Экссан, 11 — Валькумей, 12 — Арсеньевское, 13, 14 — Янтарное, 15 — Черкуньинское, 16 — Сорукан, 17 — Голубое, 18—22 — золоторудные. Без указания номера — минералы Хинганского месторождения.

Флюидонасыщенность минералов разных месторождений и даже на одном и том же месторождении значительно изменяется, но обычно не превышает 600—800 мг на 1 кг кварца и 300 мг на 1 кг касситерита. На Хинганском месторождении, где пробы касситерита отобраны на вертикальном интервале около 500 м, наблюдается увеличение общего объема включений флюидов от 22—79 на нижних горизонтах до 244 мг/кг на верхних. Это, по-видимому, связано с особыми условиями минералообразования в близповерхностной части месторождения с изменяющимися давлением и температурой, что обусловило рост кристаллов касситерита с большим количеством дефектов кристаллической решетки и газово-жидких включений.

Соотношение воды, газов и солей во включениях значительно колеблется (рис. 1). По содержанию солей состав флюидов варьирует от слабо- (4,6—12,1 %, верхние горизонты Хинганского месторождения) до высококонцентрированных (25—60 %, месторождения Придорожное, Янтарное и др.). Количество газов от незначительного (0,3—0,4 %) увеличивается до 13,5 % на месторождениях и рудопроявлениях грейзенового типа: Правоурмийском, Иультин, Кумусун. Высокая газонасыщенность флюидов отмечена также на ряде месторождений турмалинового типа (Придорожное, Эксан, Валькумей).

Рудообразующие флюиды во включениях в касситеритах имели близкий по набору компонентов состав на месторождениях различных формаций. В них установлены F^-, Cl^-, HCO_3^-, NO_3^-, Na^+, K^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}, NH_4^+, часто Br^-, в ряде случаев I^-, SO_4^{2-}. Из перечисленных ионов постоянно встречаются только F^-, Cl^-, Na^+ и K^+.

Среди катионов в парах Na — K и Ca — Mg чаще преобладают Na и Ca. Наиболее типичные содержания аммония — до 10 экв.%. Они повышаются (до 25 и даже 50 экв.%) во флюидах азотнокислого типа (месторождения Черкунья, Арсеньевское).

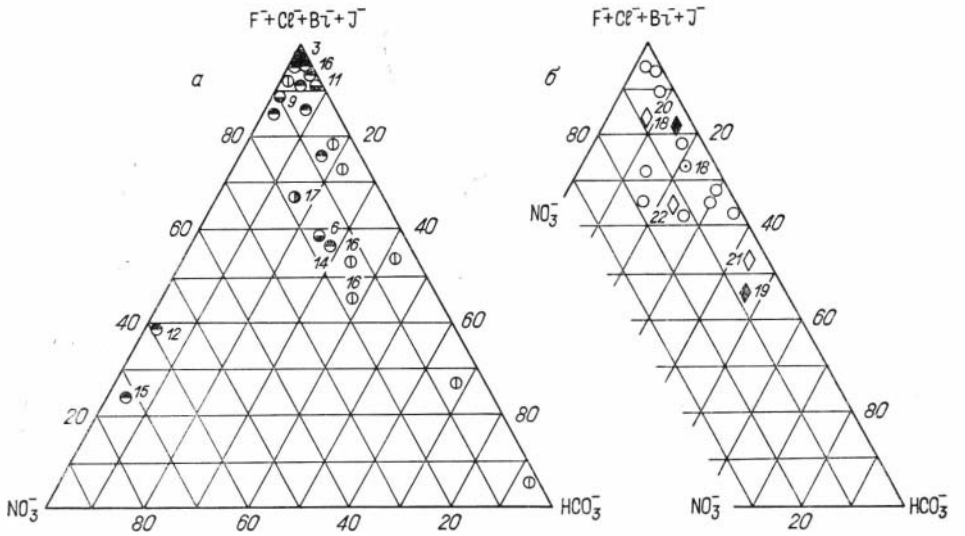


Рис. 2. Диаграммы соотношения анионов во включениях флюидов в минералах оловорудных (*а*) и золоторудных (*б*) месторождений (экв. %).
Усл. обозн. см. на рис. 1.

Из анионов во флюидах в большинстве случаев преобладают галогены, содержание которых часто превышает 80 экв.%, а на рудопроявлениях хлоритового и грейзенового типов Сорукан и Бастион II Эзоп-Ямалинского района оно более 95 экв.%. Высокие (свыше 85 экв.%) содержания галогенов отмечаются также во включениях месторождений Хинганское, Фестивальное, Валькумей (рис. 2). Почти постоянно во включениях в небольших количествах (до 10 экв.%) присутствует NO_3^-, а на отдельных месторождениях (Арсеньевское, Черкунья) он преобладает. Содержание бикарбоната от первых процентов на месторождениях грейзенового типа увеличивается до 25—29 экв.% на месторождениях касситерито-силикатной (Солнечное, Янтарное) и касситерито-сульфидной (Голубое) формаций. Сульфат-ион устанавливается редко и в концентрациях, менее 10 экв.%. Максимальные его содержания (24 экв. %) отмечены во флюидах из касситеритов Арсеньевского месторождения. Таким образом, по анионному составу характер флюидов во включениях в касситеритах преимущественно галогенный или галогенно-углекислый, а на месторождениях Арсеньевском и Черкунья — азотнокисло-галогенный.

Значительный интерес представляет соотношение различных галогенов в составе включений. До настоящего времени большое внимание придавалось только F и Cl и совершенно не учитывались I и Br. Работами АмурКНИИ установлено, что суммарные весовые содержания I и Br нередко сопоставимы с таковыми F и Cl и даже превышают их, а в мольном отношении достигают 25—40 экв. % (рис. 3). Роль этих элементов в рудообразующих процессах требует специальных исследований. Отношение F/Cl хотя и изменяется в очень широких пределах, но в большинстве случаев превалирует F, или он находится примерно в близком мольном отношении с Cl. Существенно хлорный состав галогенов отмечен на рудопроявлении Бастион II, представленном кварц-мусковитовыми грейзенами.

Газовая составляющая флюидов (рис. 4) представлена CO_2, CO, CH_4, N_2, с преобладанием в их составе CO_2 (62,3—89,7 экв. %), за исключением Хинганского месторождения и рудопроявления Эксан. Суммарное количество CO и CH_4 составляет 8—33 экв. %. Содержание N редко превышает 5—8 экв. %. На долю H_2 в Хинганском месторождении приходится до 50—78 экв. %. Значительные содержания H_2 в газах этого месторождения свидетельствуют о повышенной восстановленности формировавших

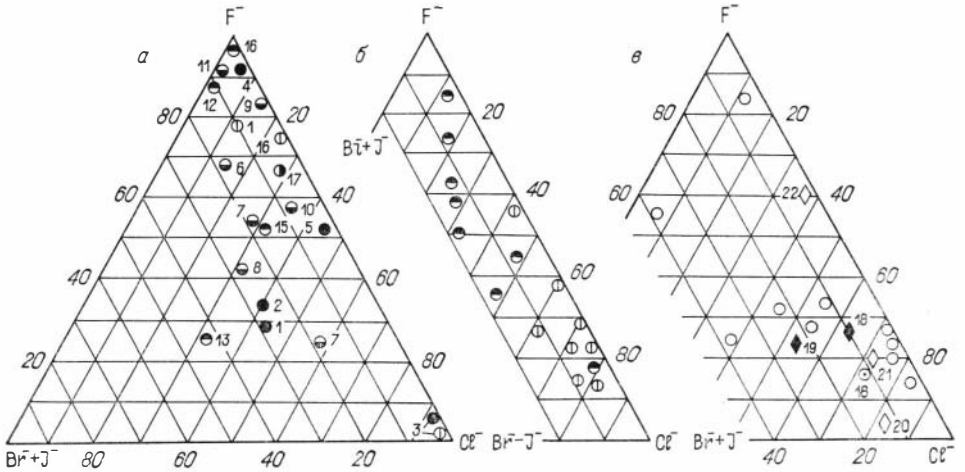


Рис. 3. Диаграммы соотношения галогенов во включениях флюидов в минералах оловорудных (*а*) и золоторудных (*б*) месторождений (экв. %).
Усл. обозн. см. на рис. 1.

его флюидов, согласно результатам экспериментальных исследований Н. И. Коваленко и др. [1985], они благоприятны для сохранения Sn в растворах в двухвалентной форме и переноса его на большие расстояния в виде гидроксохлор-комплексов. По-видимому, повышенная восстановительная обстановка в рудообразующих флюидах способствовала наблюдаемой устойчивости вещественного состава руд на значительном вертикальном интервале данного месторождения. Содержания H_2 до 20 экв. % отмечены также в касситеритах месторождений Перевальное, Фестивальное, Черкуньинское, Иультин.

Особенности зональности в изменении состава флюидов исследовались на примере Хинганского месторождения. От нижних к верхним горизонтам на вертикальном интервале около 500 м во включениях заметно уменьшается содержание солей от 35—12,4 до 12,1—4,6 % и возрастает отношение водорода к углекислому газу в 4—6 раз, что свидетельствует об увеличении восстановленности флюидов с приближением к поверхности. Причины этого предстоит выяснить. В распределении остальных компонентов четкой контрастной зональности не отмечено.

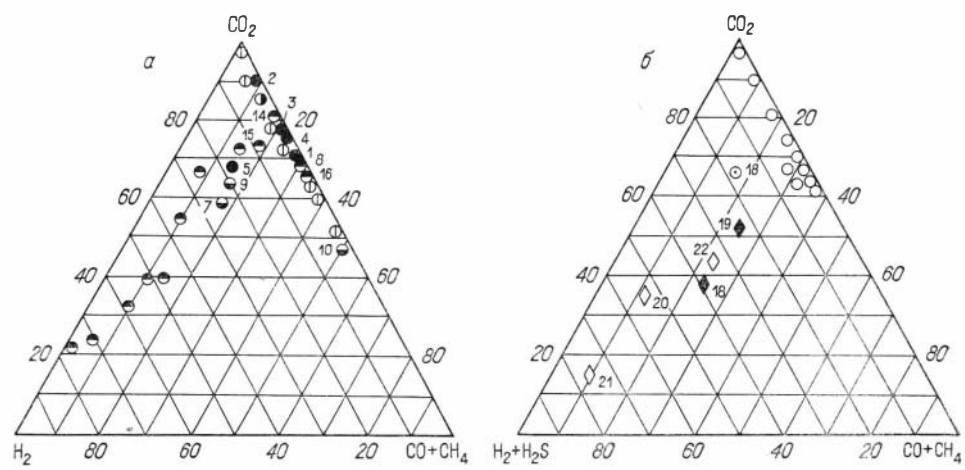


Рис. 4. Диаграммы соотношения газов во включениях флюидов в минералах оловорудных (*а*) и золоторудных (*б*) месторождений (экв. %).
Усл. обозн. см. на рис. 1.

С целью сопоставления состава флюидов, закапсулированных в касситеритах и кварцах, исследовались также кварцы Хинганского месторождения и рудопроявления Сорукан, принадлежащие к одной с касситеритами кварц-касситеритовой стадии рудного процесса и отобранные из одних образцов.

Включения флюидов в кварцах, в отличие от касситеритов, имеют, за редким исключением, более постоянный существенно водный состав. Содержание солей в них редко превышает 10—15 % (см. рис. 1, *б*). По сравнению с касситеритами в них существенно увеличивается относительное количество углекислоты (до 5 и более раз, см. рис. 2), в большинстве случаев — хлора по сравнению со фтором (см. рис. 3), в газовой фазе отсутствует водород (см. рис. 4) и заметно (до 2—3 раз) увеличена доля азота.

Из золоторудных месторождений исследовались месторождения малосульфидной золотокварцевой формации плутоногенного (№ 18) и метаморфогенного (№ 19) типов и близповерхностные вулканогенные убогосульфидной золото-кварцевой формации (№ 20—22).

Флюиды, законсервированные в золоте из месторождений плутоногенного и вулканогенного типов, являются высококонцентрированными и газонасыщенными (см. рис. 1). Содержание в них солей на месторождениях № 18, 20, 22—40—77 %, № 21—17 экв. % (газов 9,4—32 %). По соотношению анионов они являются галогенными (галогенов более 80 экв. %, см. рис. 2, месторождения № 18, 20) или углекислотно-галогенными (месторождения № 21, 22, содержания HCO_3^- 25—43 экв. %). Среди галогенов в большинстве случаев преобладает Cl (см. рис. 3). Содержание SO_4^{2-} и NO_3^- незначительное и ни в одной из изучавшихся монофракций не превышает 1,5—7,1 экв. %. Соотношение катионов на разных месторождениях различное, но чаще преобладают K и Mg (соответственно до 40,2 и 72,1 экв. %). Содержание аммония на месторождениях вулканогенного типа достигает 39,5 экв. %. В газовой составляющей флюидов ведущее положение принадлежит восстановленным газам H_2S, H_2, CO (см. рис. 4). Азот присутствует в количестве до 7,1 экв. %, метан — 0,04—0,04 экв. %. Суммарные содержания сероводорода и водорода составляют 33,7—72,1 экв. %. Из них на плутоногенном месторождении № 18 и вулканогенном № 22 преобладает сероводород, а на месторождениях № 20 и 21, приуроченных к жерлам палеовулканов или расположенных вблизи от них, преобладает водород.

Флюиды включений в золоте месторождения метаморфогенного типа № 19 характеризуются по сравнению с плутоногенными и вулканогенными большим количеством воды (85,5 %) и, соответственно, низким содержанием солей (6,3 экв. %). Среди газов в них преобладают CO_2 (51,2 экв. %), CO и H_2(23,3 и 22,7 экв. %). Содержание H_2 составляет всего 1,1 экв. %, CH_4 — 0,25 экв. %.

Сопоставление составов включений флюидов в золоте и золотоносных кварцах сделано на примере месторождений № 18—20, причем на месторождении № 19 во включениях определялись только соотношения воды, газов и солей. Состав флюидов в золоте и кварцах заметно различается (см. рис. 1—4). По сравнению с золотом включения в кварцах менее концентрированные (содержание солей не превышает 22 экв. %). Практически отсутствуют в газовой составляющей сероводород и водород (месторождение № 20) или отмечаются в меньшем количестве, чем в золоте (месторождение № 18). Главным компонентом газов является углекислый газ (42,1—77,3 экв. %), и постоянно присутствует азот (1,5—39,4, чаще 4—10 экв. %).

Из рассмотренных данных по составу включений флюидов в минералах олово- и золоторудных месторождений видно, что флюиды, из которых выделялись касситериты и золото, при определенном сходстве имели также и значительные различия.

Общими из флюидов являются близкий по набору катионов и анионов их солевой состав и преобладающий галогенный или углекислотно-галогенный характер. На месторождениях олова и золота, связанных с вулканитами, в ряде случаев существенную роль среди газов приобретает водород. Различие заключается в преимущественном преобладании во включениях в касситеритах фтора, в золоте — хлора. Среди газов во включениях в золоте существенная роль принадлежит сероводороду, что нехарактерно для таковых из касситеритов.

Как в касситеритах, так и в золоте содержания солей значительно изменяются, из чего напрашивается вывод о возможности выделения этих минералов из флюидов различной концентрации.

Необходимо отметить, что наблюдаются существенные различия в составах включений флюидов в рудных минералах и ассоциирующих с ними кварцах. Это свидетельствует о неправомочности часто применяемого в практике термобарогеохимических исследований переноса данных о составе включений флюидов в кварцах на таковой ассоциирующих с ними рудных минералов.

Г. В. Ручкин, М. С. Шнайдер, А. А. Шнайдер, В. В. Ильиных

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ НА ОДНОМ ИЗ ОЛОВЯННО-ВОЛЬФРАМОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ГРЕЙЗЕНОВОГО ТИПА

(Приморье)

Основные черты геологического строения описываемого месторождения освещены в ряде статей [Ивакин, 1985; Ручкин и др., 1986]. Оно имеет много общих черт с широко известными оловорудными месторождениями Рудных Гор [Константинов и др., 1969] и некоторыми месторождениями СССР [Рундквист и др., 1971; Щерба, 1968]. На рассматриваемом месторождении нижнемеловые осадочные толщи, слагающие рудное поле, прорваны штоком позднемеловых гранитоидов и сериями даек различного состава и возраста. Вмещающие породы ороговикованы, биотитизированы, а на периферии рудного поля — пропилитизированы.

Гранитоидный шток описываемого месторождения, по данным геофизических работ, является одним из выступов кровли скрытого на глубине интрузива. Морфология его осложнена рядом купольных выступов различных порядков, штоко- и дайкообразными апофизами, строение зональное. Рассмотрим особенности строения Малого штока — одной из наиболее детально изученных апофиз. Он ответвляется от северо-восточного склона Главного штока и имеет относительно пологое (40—60°) юго-восточное склонение. Малый шток осложнен целым рядом выступов и апофиз более высоких порядков. Гранит-порфиры, слагающие его, в различной степени грейзенизированы. Со стороны кровли и вдоль пологих склонов штока гранит-порфиры обрамляются прерывистой зоной крупно- и гигантозернистых кварц-полевошпатовых (со слюдой) пород пегматоидного облика (штокшейдер). Непосредственно в эндоконтакте штока развита маломощная непрерывная зона, слагаемая мелко- и тонкозернистыми разностями гранитоидных пород (фельзитами, аплитами, кварцевыми и кварц-полевошпатовыми порфирами, силекситами), представляющая собой, повидимому, «кайму закалки» интрузива.

Рудные зоны месторождения тяготеют к купольным выступам в кровле гранитоидного штока. Центральная зона, наиболее детально разведанная, вытягивается в северо-западном направлении вдоль северо-во-

сточного склона Главного штока, имеет крутое (70—75°) северо-восточное падение и проходит через Малый шток. В ее пределах выделяются четыре морфологических типа оловянно-вольфрамового оруденения, тесно телескопированные в пространстве друг с другом: 1) конформные (по отношению к штоку) залежи грейзенов, 2) штокверковые зоны, 3) жилы, 4) трубообразное тело оруденелых брекчий. Последние три типа являются дисконформными по отношению как к штоку гранит-порфиров, так и к осадочным толщам.

Грейзеновые залежи. Одна из наиболее значительных залежей размещается в апикальной части пологого изгиба кровли Малого штока. Она имеет линзовидную форму, осложненную серией апофиз. Грейзены слагаются агрегатами кварца, топаза, калиевого полевого шпата, циннвальдита с вкрапленностью и гнездами касситерита, сфалерита, вольфрамита, арсенопирита, станнина, флюорита, реже молибденита, висмутина и др. К контактам штока и на глубину грейзены постепенно переходят в слабо грейзенизированные гранит-порфиры.

Штокверковые зоны. В них выделяются системы субпараллельных и разноориентированных прожилков. Субпараллельные прожилки развиваются в виде крутопадающих лентообразных тел, ориентированных согласно с общим направлением рудной зоны. Прожилки слагаются продуктивными на олово и вольфрам минерально-парагенетическими ассоциациями (МПА) слюдисто-кварцевого и топаз-полевошпат-кварцевого состава с касситеритом, вольфрамитом, арсенопиритом, станнином и др. Мощность прожилков колеблется от 1—5 мм до 5, реже 10 см. Количество их изменяется от 5 до 50, в среднем составляя 15—20 штук на 1 погонный метр поперечного сечения штокверкового тела. Мощность штокверковых тел колеблется от первых метров до 70—100 м.

Разноориентированные прожилки имеют самую разнообразную ориентировку — практически по всем румбам и с любой крутизной падения. Главенствующую роль среди них играют прожилки кварцевого и кварц-молибденитового состава, реже слагаемые продуктивными МПА.

Брекчиевый тип оруденения. В средней части Центральной рудной зоны вскрыто крутопадающее трубообразное тело минерализованных брекчий, имеющих, по-видимому, эксплозивно-гидротермальную природу. Тело брекчий прорывает осадочные толщи и частично захватывает интрузивные породы штока. Обломки в брекчиях представлены преимущественно ороговикованными, реже хлоритизированными алевролитами и песчаниками, а вблизи контактов со штоком — оруденелыми грейзенами и грейзенизированными гранит-порфирами, кварцевыми порфирами, аплитами, фельзитами, пегматоидами. В обломках брекчий часто наблюдаются более ранние (добрекчиевые) прожилки с оловянно-вольфрамовой и молибденовой минерализацией. Цемент брекчий слагается агрегатами крупнокристаллического, часто друзовидного кварца с циннвальдитом, касситеритом, вольфрамитом, арсенопиритом, станнином, сфалеритом, изредка родохрозитом, флюоритом, галенитом, халькопиритом и др.

Жилы в рудных зонах редки. Основное их количество сконцентрировано вблизи тела брекчий. Мощность жил колеблется от 10—20 см до 1,5—1,8 м; протяженность по простиранию и падению не превышает нескольких десятков метров. Ориентировка жил от северо-западной до меридиональной, падение в основном крутое в восточных, реже в западных румбах. Состав жил идентичен составу цемента эксплозивно-гидротермальных брекчий (с которыми мы их синхронизируем).

Из описанных морфологических типов оловянно-вольфрамового оруденения наиболее богатыми являются грейзеновые залежи. Однако основные запасы олова и вольфрама на месторождении связаны с бедными штокверковыми рудами, зоны развития которых имеют значительные объемы.

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Описанные выше различные морфологические типы оруденения отражают геолого-геохимическую эволюцию длительно развивавшейся рудно-магматической системы (РМС), месторождения (см. рисунок). В рудных зонах, которые формировались в три этапа на фоне различной геодинамической и температурной обстановки, происходило тесное пространственное телескопирование разновременных, различных по составу и морфологии типов оруденения.

История становления рудного поля открывается, по-видимому, внедрением на относительно больших глубинах гранитоидного криптобатолита, над которым возникла купольная структура метасоматитов с образованием в ее нижнем ярусе зоны биотитизации, а в верхнем — пропилитизации вмещающих осадочных пород [Размахнин, Размахнина, 1975].

Дальнейшее продвижение фронта магмы вверх привело в итоге к формированию штока гранит-порфиров. Сложность тектонической обстановки (в узле пересечения тектонических зон различных направлений) обусловила его морфологию — наличие многочисленных куполообразных выступов в кровле, штоко- и дайковидных апофиз.

Со становлением штока гранит-порфиров генетически связано формирование руд первого этапа. В этом этапе намечаются четыре стадии, в течение которых соответственно отлагались кварцевая, молибденит-кварцевая, пегматоидная и автогрейзеновая минерально-парагенетическая ассоциации. Сначала в апикальных частях магматической камеры (в ее купольных выступах) в области относительно низких палеотемператур происходили быстрое охлаждение расплава и возникновение узкой эндоконтактовой зоны закалки, слагаемой тонко- и мелкозернистыми разностями гранитоидных пород (см. рисунок). В отдельных участках наблюдаются кварцитоподобные породы — силекситы, появление которых, по А. А. Маракушеву [1984], связано с ликвационным расслоением исходного гранитного расплава на полевошпатовые и существенно кварцевые магмы.

В ходе дальнейшей кристаллизации от магматического расплава начали отделяться высокотемпературные пневматолито-гидротермальные растворы *, насыщенные вначале (в кварцевую стадию, 480—365 °С) **кремнеземом**, а затем (в молибденит-кварцевую стадию, 420—300 °С) **молибденом, серой**, отчасти **висмутом**. Отложившиеся прожилки безрудного кварца, а потом молибденит-кварцевого состава унаследовали системы диапировых трещин и трещин отслоения, которые в это время были наиболее приоткрытыми. Этот факт и обусловил повышенную концентрацию и кольцевую ориентировку прожилков первой и второй стадий вокруг купольных выступов штока.

Плотные мелко- и тонкозернистые гранитоидные породы, слагающие эндоконтактовую зону закалки штока, в совокупности с роговиками, возникшими в экзоконтактовой зоне интрузива, создавали условия для герметизации магматической камеры. Залечивание диапировой трещиноватости вокруг формирующегося интрузива прожилками первых двух стадий также способствовало его герметизации. Это привело к накоплению в кристаллизующейся магме в апикальных частях камеры повышенных количеств летучих и флюидных компонентов, благодаря чему здесь возник

---

* Здесь и далее характер растворов (расплавов), из которых кристаллизовались описываемые минерально-парагенетические ассоциации, приводится по данным изучения включений в минералах. Температуры минералообразующих растворов (расплавов) изучались методом декрепитации проб из минерально-парагенетических ассоциаций и корректировались в соответствии с данными гомогенизации включений в минералах, входящих в состав соответствующих МПА. Геохимический состав растворов приводится по результатам химических и спектральных анализов проб минералов и МПА; для кварцев и касситеритов из соответствующих МПА анализировались также водные вытяжки.

своеобразный пневматолитовый «расплав — раствор», насыщенный рудогенными элементами. Накопление легколетучих компонентов обусловило резкое возрастание давления, а отсюда и замедление падения температуры в камере. В этих условиях в краевых частях камеры после пород зоны эндокаймы закалки кристаллизовалась крупно- и гигантозернистая кварц-полевошпатовая (со слюдой) порода пегматоидного облика (см. рисунок, Б, пегматоидная стадия минералообразования, >650—480 °С). Присутствие в «расплаве — растворе» **молибдена, серы,** незначительных количеств **висмута, селена** обусловили наличие в пегматоидах гнездовых выделений молибденита, иногда вкрапленности висмутина, изредка гуанахуатита (селенида, висмута).

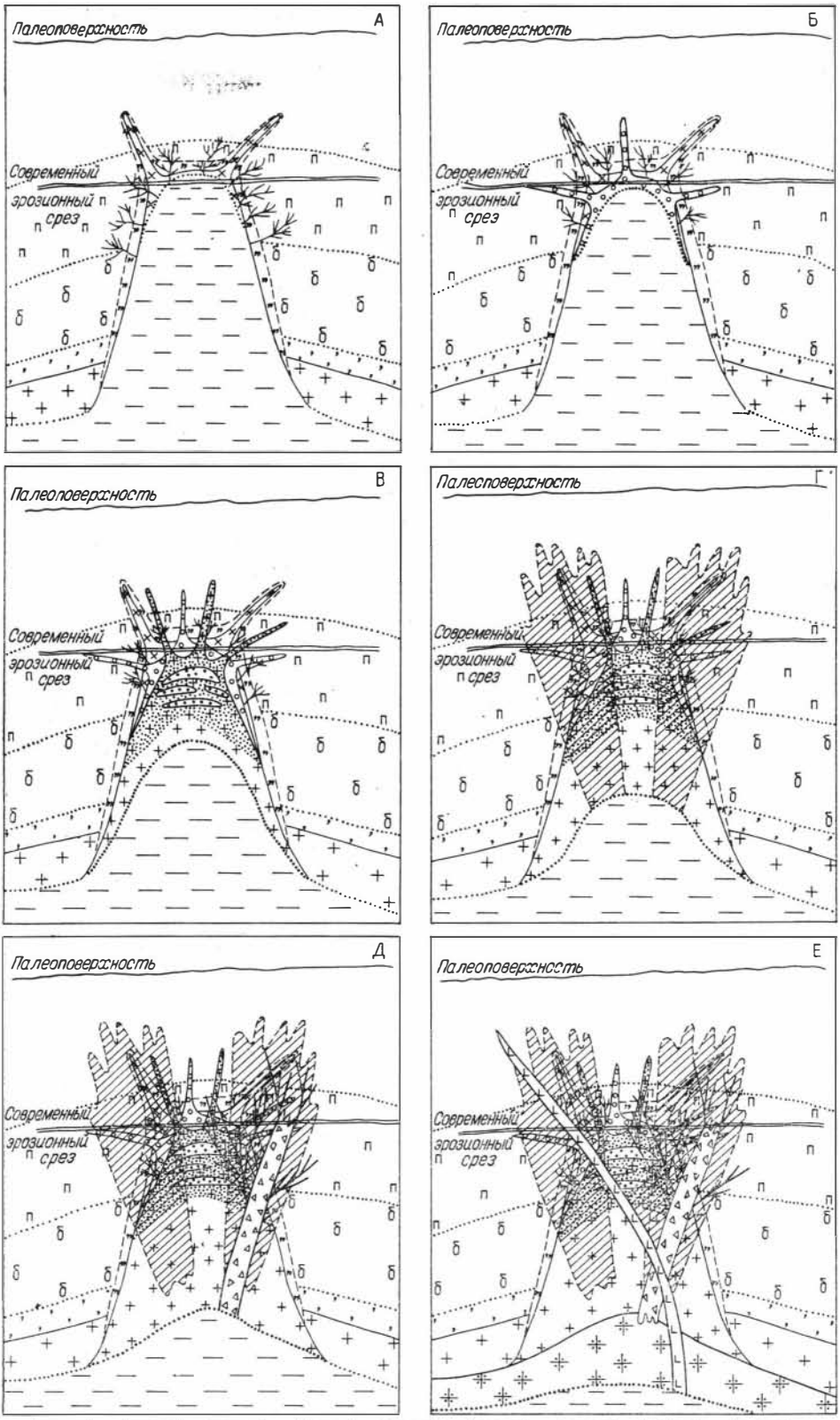
В дальнейшем под зоной пегматоидов начали кристаллизоваться гранит-порфиры. Сохранявшаяся насыщенность магмы водой, газами (в том числе **F**) и рудогенными компонентами (**Sn, W, Cu, Zn, Li**, в незначительном количестве **Mo** и целой гаммой попутных элементов — **Ni, Sc, Ta, In, Ag** и др.) придала ей свойства «расплава — раствора» и обусловила интенсивную автометасоматическую грейзенизацию кристаллизующихся гранит-порфиров: резкое обогащение их кварцем, цинвальдитом, топазом, касситеритом, вольфрамитом, станнином, сфалеритом, реже флюоритом, молибденитом и др. (см. рисунок, В, автогрейзеновая стадия, >650—300 °С).

Логично предположить, что формирование пегматоидов и автогрейзенов было возможно только в условиях тектонического «штиля»: в противном случае не могла бы произойти герметизация магматической камеры, не создались бы благоприятные условия для накопления в ней газообразных, флюидных и рудогенных компонентов.

Минералообразование первого этапа имело пневматолито-гидротермальный характер. Температура растворов, ушедших за пределы магматической камеры и отложивших прожилки первых двух стадий, лежала в пределах от 480 до 300 °С. Внутри магматической камеры в последующие стадии процесса температуры были более высокие. Так, кристаллизация пегматоидов началась при температурах, превышающих 650 °С, а закончилась при 450 °С. Во внутренних частях магматической камеры начальная температура «расплава — раствора», из которого кристаллизовались рудоносные грейзены, также превышала 650 °С; конечная опустилась до 300 °С.

После консолидации гранит — порфирового штока проявились тектонические подвижки. В результате подновились широкие северо-западные крутопадающие зоны густой субпараллельной трещиноватости, имевшей сколовый характер. При этом она в основном проявилась в роговиках. В гранит-порфирах, породах значительно менее хрупких, трещиноватость резко затухала, захватывая лишь периферические части тела штока. Трещины открыли пути для поступления разогретых минерализованных растворов из глубинных, еще не консолидированных частей магматического очага. С этим периодом связано минералообразование второго рудного этапа (см. рисунок, Г), в течение которого отлагались продуктивные на олово и вольфрам слюдисто-кварцевая, а затем топаз-полевошпат-кварцевая МПА (320—275 °С). Минералообразование происходило из пневматолито-гидротермальных растворов в интервале температур от 480 до 275 °С. Для растворов, из которых кристаллизовались минералы слюдисто-кварцевой МПА, характерны **Sn, W, As, Li, F, S**, незначительные количества **Be, Ti**. В последующую стадию к перечисленным компонентам добавились **Cu** и **Zn**.

После второго рудного этапа вновь проявилась тектоническая активность, в результате которой на рудном поле возникли узкие линейные дизъюнктивы северо-западной, субмеридиональной и субширотной ориентировки. В третий рудный этап (см. рисунок, Д) проявились три стадии минералообразования, в период которых сформировались касситерит-арсенопирит-кварцевая (300—215 °С), хлорит-сульфидная (245—165 °С)


А
Палеоповерхность
Современный эрозионный срез
Б
Палеоповерхность
Современный эрозионный срез
В
Палеоповерхность
Современный эрозионный срез
Г
Палеоповерхность
Современный эрозионный срез
Д
Палеоповерхность
Современный эрозионный срез
Е
Палеоповерхность
Современный эрозионный срез
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18

Идеализированная модель эволюции рудно-магматической системы оловянно-вольфрамового месторождения. Данные об абсолютном возрасте гранит-порфиров и оливиновых базальтов заимствованы у М. Г. Руб и др. [1983].

А—В — начало становления штока (84 ± 3 млн лет), *I* рудный этап, Г — *II*, Д — *III* (жилы, прожилки, цемент брекчий); Е — внедрение даек базальтов (27±3 млн лет). *1* — вмещающие осадочные породы K_1 (алевролиты, алевропелиты, песчаники и др.); *2* — исходный магматический расплав; *3* — полнокристаллические граниты (глубинные фации) ранней фазы; *4* — полнокристаллические граниты (глубинные фации) поздней фазы; *5* — породы эндокаймы «закалки» (аплитовидные граниты, фельзиты, Q-порфиры, Q-Пшп порфиры, силекситы, местами флюидальные); *6* — пегматоидные образования (Q-Пшп порода гигантозернистого строения); *7* — порфировидные граниты; *8* — дайки оливиновых базальтов; *9* — ороговикование осадочных пород, связанное с ранней фазой внедрения гранитной магмы; *10* — ороговикование осадочных пород, связанное с внедрением штока гранит-порфиров (поздняя фаза); *11* — биотиты и биотитизированные породы; *12* — пропилиты и пропилитизированные породы; *13* — прожилки Q и Q-Mol состава (I этап); *14* — грейзены по гранит-порфирам (I этап); *15* — грейзенированные гранит-порфиры; *16* — зоны субпараллельных продуктивных прожилков (II этап); *17* — эксплозивно-гидротермальные брекчии (III этап); *18* — жилы (III этап).

и карбонатная (235—145 °С) МПА. Они слагают цемент эксплозивно-гидротермальных брекчий и жилы кварц-, хлорит-сульфидного и родохрозитового состава.

Эксплозивно-гидротермальные брекчии сформировались в центре рудного поля в узле пересечения линейных тектонических зон различного направления. Подобные брекчии довольно часто встречаются на гипабиссальных месторождениях различных металлов, в том числе и оловорудных. Они тесно «вплетаются» в процессы рудообразования и свидетельствуют о значительной энергии движения флюидов.

Минералообразующие растворы третьего этапа имели гидротермальный характер. В период касситерит-арсенопирит-кварцевой стадии в них содержались **Sn** (которое отлагалось в окисной форме), **W, Mi, As, S**. В последующую стадию **Sn** отлагалось в сульфидной форме; в растворах были **Cu, Zn, Fe, Ca, Mn, Pb, Sb, S, Mg и углекислота.** В карбонатную стадию растворы характеризовались преобладанием **Mn, F, K, Ca** и почти полным отсутствием рудогенных компонентов. Относительно низкие значения температур растворов во все стадии третьего этапа (в интервале от 300 до 145 °С) могут свидетельствовать о дальнейшем опускании фронта растворогенерирующего источника или о заметном охлаждении магмы.

В пострудное время вновь проявились тектонические подвижки, открывшие пути для внедрения даек оливиновых базальтов (см. рисунок, Е). Источником базальтовой магмы могли быть наиболее глубокие части магматического очага. Ориентировка этих даек северо-западная и субширотная. После внедрения даек базальтов вновь проявилась тектоническая активность, приведшая к вертикальным блоковым перемещениям отдельных частей рудного поля по системе субширотных и северо-западных нарушений.

ВЫВОДЫ

Описанное месторождение — один из объектов, где довольно ярко проявилась связь процессов рудообразования со становлением гранитного интрузива. Причем эта связь по мере развития рудно-магматической системы эволюционировала от прямой генетической до парагенетической. Развитие РМС было длительным и происходило на фоне последовательной смены геодинамического и термобарического режимов. Система характеризовалась высоким насыщением летучими компонентами и закономерным, направленным изменением химического состава рудообразующих растворов. На первом рудном этапе, особенно на стадии автогрейзенизации рудоносной интрузии, состав рудогенерирующих флюидов был наиболее сложным, что предопределило большой набор полезных компонентов в продуктах первого этапа — Sn, W, Mo, As, Ta Nb, Sc, подчеркивающих редкометалльную специализацию материнской магмы.

Минерализованные растворы более глубинных, еще не консолидированных частей магматической камеры, очевидно, были изначально геохи-

мически обеднены, особенно редкометалльными компонентами. В последующие этапы минералообразующие растворы испытывали определенную дифференциацию с фиксацией легколетучих элементов, свинца и серебра в заключительных порциях руд. Что касается петрогенных элементов, то следует отметить, что их набор на всем протяжении эволюции РМС был относительно постоянным, за исключением кальция, магния и марганца, зафиксированных главным образом в продуктах заключительных стадий процесса — хлорит-сульфидной и карбонатной.

И. Я. Некрасов, Е. Н. Диман

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ОБРАЗОВАНИЯ РУДНЫХ СТОЛБОВ НА ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

В эндогенных месторождениях, в том числе и в золоторудных, рудные компоненты часто распределены крайне неравномерно по падению и простиранию рудных тел. Вследствие этого образуются участки с аномально высокой концентрацией металлов, так называемые рудные столбы. На золоторудных месторождениях они могут быть первичными — эндогенными и вторичными — супергенными. Последние возникают в зонах окисления и вторичного обогащения. Цель настоящей статьи — анализ физико-химических условий, при которых на золоторудных месторождениях возникают эндогенные рудные столбы. Проблема неравномерности распределения золота в рудных телах неоднократно рассматривалась советскими и зарубежными исследователями. Она привлекла внимание таких известных зарубежных ученых, как В. Линдгрен и А. М. Бэтман. В СССР ею вплотную занимались Н. В. Петровская, Н. И. Бородаевский и Ф. Н. Шахов. Взгляды этих исследователей на причины и механизмы образования рудных столбов противоречивы. Это касается прежде всего физико-химических условий возникновения аномально высоких концентраций рудного вещества.

Установление причин образования рудных столбов имеет большое значение для локального металлогенического анализа. Это особенно важно для золоторудных месторождений, где имеет место смена одних столбов другими по падению и простиранию рудных тел. Конфигурация рудных столбов определяется как структурно-литологическими особенностями рудного поля, так и физико-химическими параметрами рудообразования.

К благоприятным структурам принадлежат участки резкого падения и простирания рудных тел, места сочленения или пересечения жил, сводовые части складок, горизонты пород, избирательно замещенные рудным веществом, различного рода экраны и т. д. Наиболее рациональная систематика литолого-структурных типов рудных столбов разработана Ф. Н. Шаховым [1964]. К сожалению, вопросам физико-химического анализа причин возникновения рудных столбов до сих пор не уделено должного внимания, хотя именно физико-химические факторы обусловливают распределение рудного вещества в эндогенных месторождениях.

К важнейшим физико-химическим факторам относятся температура, давление и активность компонентов в гидротермальных растворах. Именно величина градиента этих интенсивных параметров определяет зональность рудных тел. В частности уже давно образование рудных столбов-бонанцев в золоторудных месторождениях вулканогенного типа исследователи связывают с резким падением температуры и давления, вследствие чего в таких участках рудных тел резко понижается их растворимость, т. е. из недосыщенных растворы становятся насыщенными и перенасыщенными. Из экспериментальных данных известно, что растворимость золота в силикатных расплавах кислого и основного состава, а также в сосуще-

ствующих с ними растворах выше, чем его содержания в реальных природных образованиях, которые этим компонентом недосыщены. Так, растворимость золота в гранитном и базальтовом расплавах составляет около 10^{-6} — 10^{-4} мас. % [Рябчиков и др., 1977; Диман и др., 1979; Диман, 1980], в то время как его кларк в породах аналогичного состава на 2 порядка ниже. Точно также содержание Au и H_2O и хлоридных растворах по экспериментальным данным равно 10^{-6} — 10^{-7} %, что намного выше, чем в гидротермальных источниках областей современного вулканизма. Коэффициент разделения золота (K_pAu), представляющий отношение содержания этого элемента в отделившемся флюиде к его содержанию в остаточном расплаве, обычно меньше 1, т. е. лишь меньшая часть металла при кристаллизации магмы может быть экстрагирована летучими компонентами, содержащимися в исходном расплаве. Количество золота, экстрагируемого флюидами из расплавов, зависит от механизма их отделения. В общем случае в природе возможны три основных способа отделения флюидов от расплава, а следовательно, три механизма экстракции рудного вещества: стационарный (медленная дегазация), пульсационный (многостадийный) и закрытый одностадийный, реализующийся на завершающем этапе эволюции магматического очага.

Как показали расчеты [Диман, 1980], концентрация золота и других компонентов во флюидах будет максимальной при закрытом одностадийном механизме их отделения от магмы и минимальной при стационарном режиме дегазации. Однако даже при самом эффективном способе отделения флюидов от потенциально рудоносной магмы они все же недосыщены золотом, и для возникновения высоких его концентраций (десятки и сотни граммов на тонну) в рудных столбах необходимы экстремальные физико-химические условия. Для их выяснения целесообразно рассмотреть обобщенную схему температурной зависимости растворимости золота и наиболее часто ассоциирующих с ним сульфидов — пирита, галенита, сфалерита, антимонита, аргентита и киновари. Такая схема растворимости золота приведена на рис 1. Она построена на основе экспериментальных данных и их математической экстраполяции [Баранова и др., 1980; Летников, Вилор, 1981; Некрасов, Конюшок, 1982; Henley, 1973; и др.]. На ней пунктирными линиями показано изменение растворимости золота от температуры и режима серы в растворах. Причем режим серы в растворах оценен нами из растворимости сульфидов. Кривые растворимости сульфидов показаны штрих-пунктирными линиями, а режим серы (S1—S4) — тонкими сплошными. Верхняя кривая (S1) отображает температурную зависимость режима серы при формировании месторождений золотосурьмяной формации, а кривые S2, S3 и S4 — эту же зависимость в месторождениях золотосеребряной, золотополиметаллической и золотоколчеданной формаций соответственно. На рис. 1 приводятся также изоконцентраты серы ΣS^{2-} в растворах (от 10^{-4} до 10^{-1} моль/л) и соответствующие им кривые растворимости золота (Au1 — Au4).

Растворимость золота в сульфидных растворах с повышением температуры возрастает (рис. 1). Однако эта тенденция не сохраняется постоянной во всем температурном интервале. В частности, при T, близкой к критической (573 К), имеет место резкое снижение растворимости Au и всех сульфидов. При 773 К растворимость Au и сульфидов значительно увеличивается, и эта тенденция сохраняется до 900 К. Притом наклон кривой растворимости зависит от температурно-барического градиента, присущего высокотемпературным участкам путей миграции гидротермальных растворов. Затем рост растворимости золота вновь уменьшается, и кривые несколько выполаживаются. Такая сложная конфигурация кривых растворимости свидетельствует о возможном изменении форм нахождения золота в растворах при его миграции от источника к местам отложения рудного вещества. Следует отметить, что для построения высокотемпературной области (см. рис. 1) нет данных о растворимости золота в сероводородных растворах. Поэтому при построении кривых растворимости

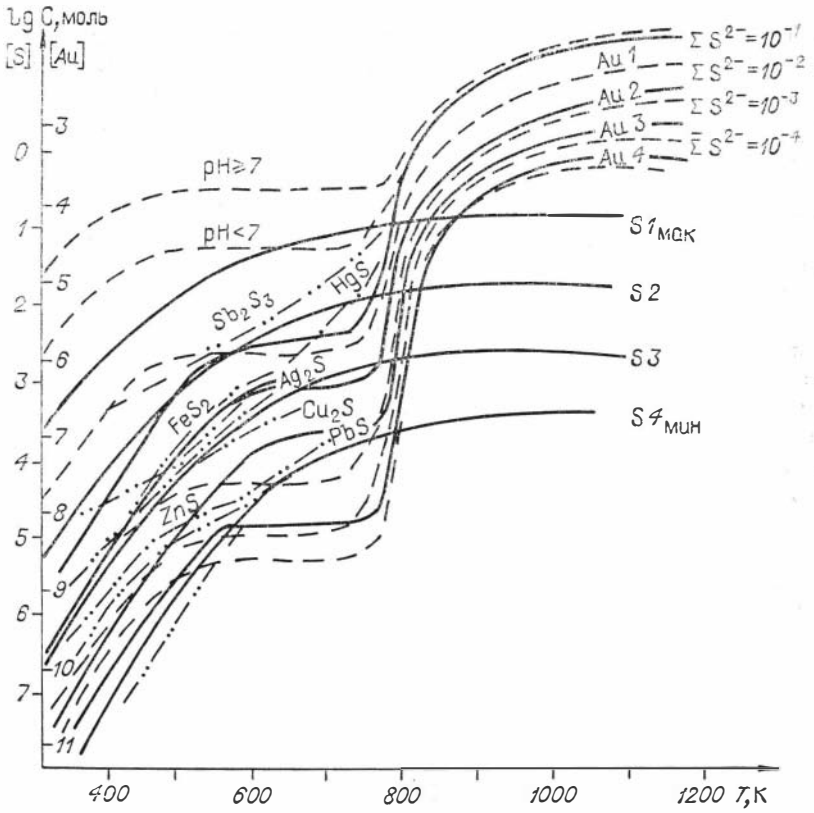


Рис. 1. Зависимость растворимости золота в гидротермальных растворах от режима серы и температуры.

S1—S4 — режимы серы, использованные для расчета растворимости золота (Au1— — Au4). Остальные пояснения см. в тексте.

на этом отрезке использованы лишь экспериментальные и расчетные данные [Диман, 1980; Рябчиков и др., 1971, 1985]. Последние получены нами на основе термодинамического анализа системы Au — KCl — H_2O. Для этой цели была предпринята попытка определить форму нахождения золота в воде и хлоридных растворах и концентрацию в них определенных компонентов золота. Так как о составе соединений золота в высокотемпературных (более 500 °С) растворах сведения практически отсутствуют, то мы ввели понятия фиктивного и обобщенного комплексов. Под фиктивным комплексом подразумевается соединение, идентичное по термодинамическим функциям неизвестному комплексу и отражающее его состав и природу лиганда. Интуитивно понятие «фиктивный комплекс» часто используется в практике обработки экспериментальных данных. Например, Т. М. Сьюард [Seward, 1973], исходя из эксперимента, сначала предположил существование фиктивного золотосульфидного комплекса, а затем, определив его термодинамические функции, уточнил состав. Точно так же в практике давно пользуются понятием «обобщенный комплекс» как соединением, состоящим из 2—3 простых комплексов, состав которых на начальном этапе исследований не может быть идентифицирован.

Основываясь на работе И. Д. Рябчикова и др. [1985] о преобладании в высокотемпературных водных растворах нейтральных комплексов, мы предполагаем, что наиболее вероятными соединениями Au в H_2O и растворах KCl при температуре выше 500 °С могут быть фиктивные комплексы типа $[Au(KCl)_n]$ и $[Au(H_2O)_n]$ в соответствии с реакциями (1, 2):

$$Au_{тв} + nKCl \rightarrow [Au(KCl)_n]; \quad (1)$$

$$Au_{тв} + H_2O \rightarrow [Au(H_2O)_n]. \quad (2)$$

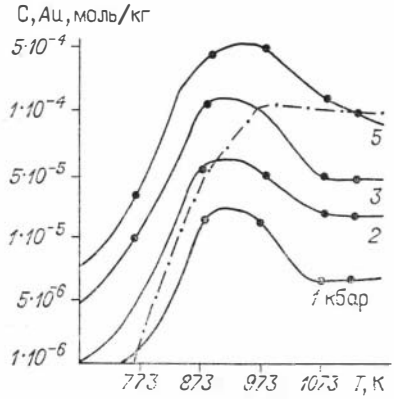


Рис. 2. Температурная зависимость растворимости золота в воде при P_{H_2O} = = 1—4 кбар.

Штрих-пунктиром показано изменение растворимости Au во флюиде при одновременном снижении температуры и давления.

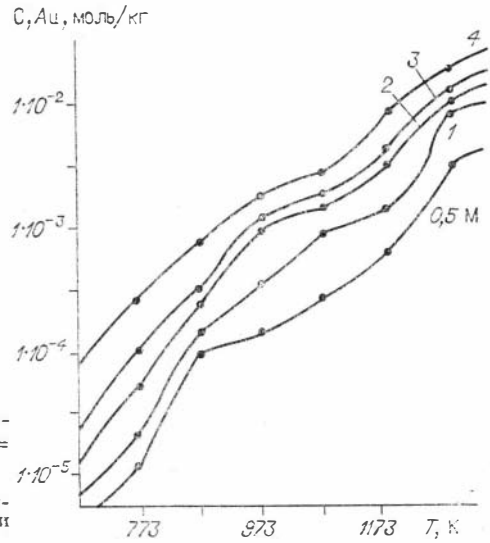


Рис. 3. Температурная зависимость изменения растворимости золота в растворах KCl.

Пользуясь приведенными в табл. 1—5 и другими [Глюк, Хлебникова, 1980; Летников, Вилор, 1981] экспериментальными данными, мы определили, что величина «*n*» в реакциях (1, 2) близка 3, т. е. наиболее вероятными нейтральными комплексами золота служат соединения $Au(H_2O)_3$ и $Au(KCl)_3$. Величина ΔG°_m этих комплексов приведена в табл. 2. Используя ее, мы рассчитали растворимость золота в воде и хлоридных растворах (см. табл. 3 и 4) при условии нахождения всего растворенного Au в виде нейтральных комплексов. На основании табл. 3 и 4 построены рис. 2 и 3, из которых видно, что растворимость Au до 883 K интенсивно возрастает, а затем остается неизменной или даже немного снижается. На рис. 2 отражена тенденция изменения растворимости Au при одновременном снижении температуры и давления рудоносных растворов.

Для проверки полученных результатов по растворимости Au можно воспользоваться экспериментальными данными И. Д. Рябчикова и др. [1977]. При их сравнении видно, что сходимость результатов неудовлетворительная. Следовательно, реальным соединением является не $[Au(KCl)_3]^0$, а какой-то иной комплекс. Заменив его на другие возможные комплексы и произведя аналогичные расчеты растворимости, мы пришли к выводу, что с имеющимися экспериментальными данными лучше всего согласуется обобщенное соединение типа $[Au(KCl)]^0$. Из табл. 5 видно, что в этом случае растворимость Au, полученная расчетным путем, удовлетворительно согласуется с экспериментальными данными. В связи с этим хотелось бы отметить, что данный нейтральный комплекс золота для хлоридных растворов в большей мере отражает природу растворителя, чем, например, комплекс $Au(OH)^0$, который типичен лишь для чистых

Таблица 1

Растворимость золота в хлоридных растворах (по литературным данным)

Концентрация электролита	C_{Au}, моль				
	773K	873	1023	1123	1273
0.5 M KCl	$1 \cdot 10^{-5}$	—	—	—	—
3,0 M KCl	$1 \cdot 10^{-3}$	—	—	—	—
KCl + NaCl (1 : 1)	—	$4{,}04 \cdot 10^{-5}$	$3{,}28 \cdot 10^{-3}$	$1{,}41 \cdot 10^{-3}$	$1{,}06 \cdot 10^{-2}$

P, кбар	$[Au(H_2O_3]^0$, кДж				
	773К	873	973	1073	1133
1	—7066	—7607	—7979	—84082	—8793
2	—7151	—7687	—8089	—85182	—8898
3	—7211	—7762	—8174	—8593	—8968
4	—7291	—7837	—8284	—8698	—9083

водных флюидов. Отсутствие рудных столбов в месторождениях, формирующихся в высокотемпературных условиях, свидетельствует о значительной недосыщенности растворов золотом и об отсутствии физико-химической обстановки, благоприятной для их пересыщения и массового отложения рудных компонентов. Этот вывод хорошо согласуется и с термобарометрическими данными о PT-условиях образования жильного и рудного вещества в золоторудных месторождениях, включающих и рудные столбы [Нарсеев, 1973; Моисеенко, 1977; Кокин, 1981]. Дело в том, что основная масса золота в среднеглубинных золотокварцевых и золотосульфидных рудах отлагается при 450—550 К, а в месторождениях вулканогенного типа при 420—470 К. Выше отмечалось, что на распределение Au в рудных телах влияют не столько абсолютные значения TP-параметров, сколько градиент их изменения. Именно градиентом ΔT определяется изменение растворимости золота, а следовательно, и конфигурация рудных столбов.

Зависимость конфигурации рудных столбов от содержания золота в растворах и температуры для месторождений разных минеральных типов представлена на рис. 4. Конфигурацию рудных столбов целесообразно определять по отношению содержания Au в руде (P_{Au}) к сумме масс всех компонентов, слагающих рудное тело $\left(\sum_i^k M_i\right)$. С учетом градиента температуры (ΔT) содержание золота в руде P_{Au} можно определять по формуле

$$P_{Au} = \frac{Au_{тв}}{\sum_i^k M_i} = \frac{L_{Au(9T_i)} - L_{Au(T_i-1)}}{\Sigma L_{M_i(T_i)} - L_{M_i-1(T_i-1)}}, \qquad (3)$$

где L — растворимость компонентов (г/кг) при температурах T_i и $T_i - 1$. Изменение растворимости сульфидов при определенном градиенте температуры можно оценивать по рис. 1, а кварца — по данным Г. Андерсена, С. Бернема [Anderson, Burnham, 1965], Г. Кеннеди и др. [Kennedy et al., 1962] или Г. Мори и Ж. Хессельгессера [Morey, Hesselgesser, 1957]. Из рис. 4 видно, что завершенная конфигурация рудного столба может образоваться только при содержании золота в растворах порядка

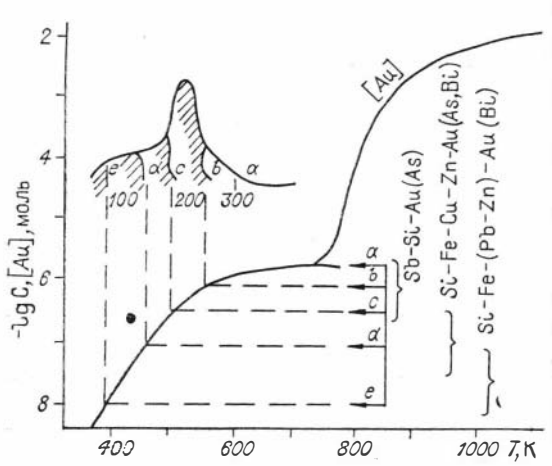


Рис. 4. Зависимость конфигурации рудных столбов от растворимости золота и градиента температуры. *a — e* — см. в тексте.

Таблица 2

образования (ΔG^0_τ) нейтральных комплексов золота

$[Au(KCl)_3]^0$, кДж						
773	877	973	1073	1123	1223	1273
—	—	—	—	—	—	—
—14660	—15987	—17889	—18528	—19221	—20603	—21299
—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—

$5 \cdot 10^{-6}$ М при температуре 723 К. В таком рудном столбе максимальное содержание золота должно составлять 300 г/т и выше, что сравнительно редко реализуется в природе (см. рис. 4, *а*). При более низкой растворимости золота (около $1 \cdot 10^{-6}$ М) может сформироваться только усеченный рудный столб с резким падением содержания Au в его нижней (корневой) части (см. рис. 4, *в*). Для формирования рудного столба с содержанием золота порядка 200 г/т концентрация Au в растворах не должна быть ниже $5 \cdot 10^{-7}$ М, а температура — около 410—470 К (см. рис. 4, *с*). Золото в таком рудном столбе обычно распределено неравномерно, т. е. его содержание с глубиной увеличивается. Рудные столбы (см. рис. 4, *а* — *с*) типичны для относительно высокотемпературных золотокварцевых, золотосурьмяных и реже золотомышьяковых месторождений. В низкотемпературных золотоколчеданных и золотополиметаллических месторождениях, образующихся из растворов с более низкой растворимостью золота, могут возникать рудные столбы лишь с «расплывчатыми» контурами (см. рис. 4, *d* и *е*).

Размеры рудных столбов в значительной мере зависят от градиента температуры и давления. В общем случае резкое падение давления в рудовмещающих структурах приводит к массовому отложению золота и других рудных компонентов. Тот же эффект наблюдается и при высоком градиенте температур. Методами термобарометрии установлено, что величина градиента температуры на золоторудных месторождениях может варьировать в весьма широком пределе — от 3 до 60 °С [Моисеенко, 1977; Кокин, 1981]. Низкий градиент температуры характерен для рудных тел, локализованных в мощных зонах глубинных разломов. В этих условиях рудные столбы формируются редко, контуры их расплывчаты, но протяженность может быть значительной (до 500 м и более). Компактные рудные столбы полного профиля образуются лишь в условиях среднего и высокого градиента температур (20—50 °С и выше на 100 м). Они характерны в основном для близповерхностных месторождений, генетически связанных с вулканогенными и субвулканическими образованиями. Их протяженность по падению может составлять первые десятки метров, реже достигает 100—

Таблица 3

Растворимость Au в H_2O при условии нахождения комплекса, моль

P, кбар	$[Au(H_2O)_3]^0$				
	773К	873	973	1073	1133
1	$1{,}09 \cdot 10^{-6}$	$1{,}80 \cdot 10^{-5}$	$1{,}29 \cdot 10^{-5}$	$6{,}92 \cdot 10^{-6}$	$7{,}07 \cdot 10^{-6}$
2	$4{,}1 \cdot 10^{-6}$	$5{,}42 \cdot 10^{-5}$	$5{,}01 \cdot 10^{-5}$	$2{,}38 \cdot 10^{-5}$	$2{,}15 \cdot 10^{-5}$
3	$1{,}04 \cdot 10^{-5}$	$1{,}52 \cdot 10^{-4}$	$1{,}43 \cdot 10^{-4}$	$5{,}5 \cdot 10^{-5}$	$4{,}52 \cdot 10^{-5}$
4	$3{,}62 \cdot 10^{-5}$	$4{,}28 \cdot 10^{-4}$	$5{,}57 \cdot 10^{-4}$	$1{,}79 \cdot 10^{-4}$	$1{,}53 \cdot 10^{-4}$

Таблица 4

Расчетная растворимость золота в KCl при P_{H_2O} = 2 кДж при условии нахождения комплекса, моль

KCl, моль	$[Au(KCl)_3]^0$							
	773 K	873	973	1073	1123	1173	1223	1273
0,5	$1,87 \cdot 10^{-5}$	$1,07 \cdot 10^{-4}$	$2,98 \cdot 10^{-4}$	$4,95 \cdot 10^{-4}$	$7,05 \cdot 10^{-4}$	$1,18 \cdot 10^{-4}$	$2,18 \cdot 10^{-3}$	$5,3 \cdot 10^{-3}$
1,0	$3,73 \cdot 10^{-5}$	$2,13 \cdot 10^{-4}$	$5,95 \cdot 10^{-4}$	$9,90 \cdot 10^{-4}$	$1,41 \cdot 10^{-3}$	$2,26 \cdot 10^{-3}$	$4,36 \cdot 10^{-3}$	$1,06 \cdot 10^{-2}$
2,0	$7,44 \cdot 10^{-5}$	$4,27 \cdot 10^{-4}$	$1,18 \cdot 10^{-3}$	$1,98 \cdot 10^{-3}$	$2,82 \cdot 10^{-3}$	$4,52 \cdot 10^{-3}$	$8,73 \cdot 10^{-3}$	$2,12 \cdot 10^{-2}$
3,0	$1,12 \cdot 10^{-4}$	$6,40 \cdot 10^{-4}$	$1,79 \cdot 10^{-3}$	$2,97 \cdot 10^{-3}$	$4,23 \cdot 10^{-3}$	$6,78 \cdot 10^{-3}$	$1,31 \cdot 10^{-2}$	$3,18 \cdot 10^{-2}$
4,0	$1,49 \cdot 10^{-4}$	$8,54 \cdot 10^{-4}$	$2,38 \cdot 10^{-3}$	$3,96 \cdot 10^{-3}$	$5,64 \cdot 10^{-3}$	$9,05 \cdot 10^{-3}$	$1,75 \cdot 10^{-2}$	$4,24 \cdot 10^{-2}$

250 м. Конфигурация одного из таких «трубчатых» рудных столбов, характерных для изученного нами золоторудного месторождения вулканогенного типа, приведена на рис. 5. При сравнительно небольшом диаметре (20—50 м) такие трубчатые столбы, сложенные вулканогенной брекчией с халцедоновидным кварцем и обилием сульфидов и сульфосолей Cu, Sb, Ag и Bi, прослеживаются до глубины 250 м. Однако с глубиной содержание Au в них заметно снижается. Как показано выше, размеры рудных столбов зависят от степени насыщения растворов золотом. Чем выше степень насыщения растворов золотом, тем больше протяженность формирующихся из них рудных столбов. Несомненным является и тот факт, что образование рудных столбов зависит от состава растворов. Наиболее благоприятны для возникновения рудных столбов полиметалл-щелочно-кремнекислотные растворы, обогащенные Sb, As и Bi, с которыми золото вступает в реакцию с образованием гетерополиядерных комплексов. При этом его растворимость возрастает более, чем на 2 порядка [Некрасов, Конюшок, 1982]. Не удивительно, что наиболее богатые рудные столбы более типичны для золотоантимонитовых, золотоарсенопиритовых, золотосульфосольных месторождений, чем для золотоносных бессульфидных кварцевых жил. Любопытно, что в рудных столбах малосульфидных золотокварцевых жил наблюдается повышенное количество сульфидов и сульфосолей As, Sb и Bi. Благоприятный фактор для образования столбов-бонанцев — переход истинных, резко недосыщенных Au растворов в коллоидные, так как при этом концентрация Au в гелевидной части

Таблица 5

Расчетная концентрация золота в растворах KCl, находящегося в виде $[Au(KCl)_4]^0$

L_{KCl}, м	$L_{Au(KCl)}$, моль						
	773 K	873	973	1023	1073	1123	1273
0,5	$4,9 \cdot 10^{-6}$	$1,39 \cdot 10^{-4}$	$1,55 \cdot 10^{-4}$	$1,62 \cdot 10^{-4}$	$1,71 \cdot 10^{-4}$	$1,80 \cdot 10^{-4}$	$2,05 \cdot 10^{-4}$
1,0	$3,93 \cdot 10^{-5}$	$1,11 \cdot 10^{-3}$	$1,24 \cdot 10^{-3}$	$1,30 \cdot 10^{-3}$	$1,37 \cdot 10^{-3}$	$1,44 \cdot 10^{-3}$	$1,64 \cdot 10^{-3}$
3,0	$1,06 \cdot 10^{-3}$	$2,99 \cdot 10^{-2}$	$3,34 \cdot 10^{-2}$	$3,5 \cdot 10^{-2}$	$3,70 \cdot 10^{-2}$	$3,89 \cdot 10^{-2}$	$4,34 \cdot 10^{-2}$
4,0	$2,51 \cdot 10^{-3}$	$7,1 \cdot 10^{-2}$	$7,94 \cdot 10^{-2}$	$8,3 \cdot 10^{-2}$	$8,77 \cdot 10^{-2}$	$9,21 \cdot 10^{-2}$	$1,03 \cdot 10^{-1}$
KCl + NaCl (1 : 1)	—	$3,61 \cdot 10^{-5}$	—	$3,13 \cdot 10^{-2}$	—	$3,20 \cdot 10^{-4}$	$1,48 \cdot 10^{-4}$

Примечание. Все расчетные данные получены при P_{H_2O} = 3 кбар, а экспериментальные данные И. Д. Рябчикова и др. [1977] — при 1,5 кбар. Для удобства их сопоставления введены поправки на давление, т. е. они пересчитаны на P_{H_2O} = 2 кбар.

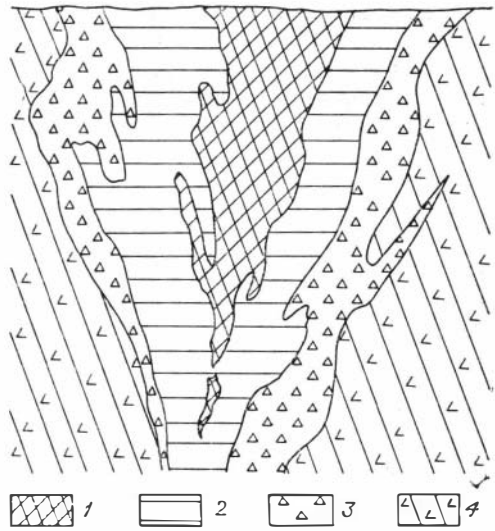


Рис. 5. Схема строения рудного столба «трубчатого типа» в золоторудных месторождениях вулканогенной формации.

1 — рудная брекчия с халцедоновидным кварцем, сульфосолями Bi, Sb, Cu, Ag и сульфидами Cu, Fe (халькопиритом и пиритом) (Au в рудах — 300—5000 г/т); *2* — та же рудная брекчия с меньшим количеством сульфидов и сульфосолей (менее 30 %); *3* — эксплозивная брекчия; *4* — туфы и туфолавы андезитов.

растворов резко возрастает, а преобладают коллоидные образования золота.

Конечно, несмотря на массовое отложение Au в рудных столбах, значительная его часть выносится щелочными растворами во вмещающие породы [Weissberg, 1969]. Поэтому в околожильных образованиях резко возрастает содержание не только Au, но и сопутствующих рудных компонентов (As, Sb, Hg, Bi и др.). В породах, залегающих над рудными столбами, их содержание увеличивается в 2—3 раза и более по сравнению с фоновым. Поэтому As, Sb, Bi и Hg, содержащие калиевые метасоматиты, могут служить надежным критерием нахождения рудных столбов в золоторудных месторождениях.

Мы надеемся, что краткий анализ физико-химических условий миграции и отложения золота позволит приблизиться к пониманию сложного механизма формирования рудных столбов на золоторудных месторождениях, что в свою очередь будет способствовать разработке научных основ их прогнозирования.

М. С. Сахарова, Н. Н. Кривицкая, С. К. Ряховская

КОНЦЕНТРИРОВАНИЕ ЗОЛОТА ВКРАПЛЕННЫМИ СУЛЬФИДАМИ ПРИ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ПРОЦЕССАХ РУДООБРАЗОВАНИЯ В ТЕРРИГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩАХ

(*по природным и экспериментальным данным*)

Концентрирование Au при формировании гидротермально-метасоматического прожилково-вкрапленного оруденения в терригенно-осадочных толщах, обогащенных углеродистым веществом, представляет собой длительный процесс накопления и перегруппировки Au и сопутствующих компонентов. Главную роль при этом в накоплении Au играют тонковкрапленные сульфиды — арсенопирит и пирит при максимальной золотоносности тонкокристаллического арсенопирита [Яновский, Сорокин, 1974; Буряк, 1982; Гурейкин и др., 1982].

Вопрос изучался на примере золото-мышьяково-сурьмяного месторождения прожилково-вкрапленного типа, приуроченного к терригенно-осадочным породам триаса (Северо-Восток СССР). Месторождение сформировано в два этапа — редкометалльный и золотоносный. В течение последнего образовались продуктивные ассоциации: ранняя золото-пирит-арсенопиритовая с тонкодисперсным золотом и тонкокристаллическими сульфидами и поздняя золото-кварц-антимонитовая с видимым золотом.

Формирование золоторудных месторождений в терригенных толщах сопровождается сложными процессами накопления и перегруппировки вещества [Сахарова и др., 1972] и метасоматическими изменениями вмещающих пород (окварцевание, серицитизация и др.). Обогащение Au вкрапленных руд и образование тонкодисперсного Au обусловлено присутствием важнейших его концентраторов — арсенопирита и пирита. Наибольшей золотоносностью (десятки — сотни граммов на тонну) обладает тонкоигольчатый арсенопирит из интенсивно измененных алевролитов. Второй важный носитель Au — мелкозернистый пирит — характеризуется максимальной золотоносностью (десятки граммов на тонну) в ассоциации с золотоносным арсенопиритом. Средняя золотоносность пирита из прожилково-вкрапленных руд — первые граммы на тонну. Крупнокристаллические выделения обоих минералов малозолотоносны (0,*n* до 2—3 г/т). Для сравнения привлечены материалы по пириту и арсенопириту из золото-сульфидно-сульфосолевого гидротермального месторождения жильного типа, приуроченного к гранодиоритам и габброидам (Восточное Забайкалье), а также из золотосеребряного и сереброполиметаллических месторождений Северо-Востока СССР. Прожилково-вкрапленное и жильное золоторудные месторождения характеризуются общими закономерностями накопления Au при различии геолого-структурной позиции и особенностей минерального состава: отчетливо проявленной связью золота с сульфидами, в первую очередь с арсенопиритом и пиритом, присутствием ранних ассоциаций с тонкодисперсным золотом, самородной формой золота двух генераций. Концентрированию Au благоприятствует мелкий размер выделений сульфидов.

Содержание золота (г/т) в различных фракциях соответственно арсенопирита (пробы 1—3) и пирита (пробы 1—3) золото-сульфидно-сульфосолевого месторождения таково:

Фракция сульфидов, мм	1	2	3	1	2	3
+0,25÷—0,5 %	45,0	200,0	1532,0	38.0	102.5	600,0
+0,50÷—1,00	16.0	90,0	204,0	17,0	44.0	600,0
+1,00÷—2,00	24,0	78,0	138,0	2,2	23.0	500,0
>2,00	Не опр.	Не опр.	72,0	1,2	Не опр.	38,0

Арсенопирит и пирит изучаемых месторождений исследован с помощью приближенно-количественного микроспектрального лазерного анализа. С целью выявления геохимических особенностей и признаков наиболее золотоносных сульфидов данные по значениям концентраций элементов-примесей в пирите (268 ан.) и арсенопирите (243 ан.) обработаны математически. При систематизации аналитических данных использовался эвристический подход агломерации многомерной геохимической информации [Абрамов и др., 1984]. В основу алгоритма положен пошаговый агломерационный принцип, состоящий в последовательном сгущении точек в многомерном пространстве, координатами при этом служат содержания элементов-примесей. На каждом шаге агломерации выполняются следующие условия допустимости вхождения точек в кластер (группу): $\min L_{P\in R} < \overline{L}_{P\in\overline{R}}$; $\overline{L}_{P\in R} < \overline{L}_{P\in Q}$ где $L_{P\in R}$ — расстояние точек P в кластере R, $\overline{L}_{P\in\overline{R}}$ — расстояние точек P до точек в дополнении $\overline{R}$ до N (вся выборка); $\overline{L}_{P\in R}$ — среднее расстояние точки P в кластере R первого шага объединения, $\overline{L}_{P\in Q}$ — среднее расстояние центра тяжести кластера R в кластере Q следующего шага объединения. В соответствии с указанными принципами агломерация исходных данных будет происходить по степени корреляционной близости исходных точек. Тогда в один кластер попадают точки с наибольшим коэффициентом корреляции признаков. Для устранения влияния неодинаковой представительности данных по примесным характеристикам сульфидов для разных

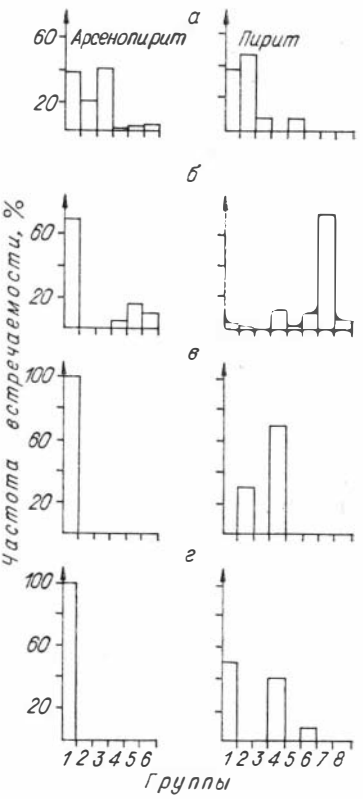


Рис. 1. Гистограмма распределения кластеров арсенопирита и пирита на месторождениях разного типа.
а — золото-мышьяково-сурьмяное; *б* — золото-сульфидно-сульфосолевое; *в* — золотосеребряное, *г* — золотополиметаллическое.

месторождений проведена нормировка следующего вида: $P_K^Z = \frac{N_K^Z}{\Sigma N_K^Z} \Big| \Sigma N_K^Z$, где P_K^Z —частота встречаемости точек кластера K в зоне Z, N_K^Z — количество точек кластера K в зоне Z.

Применение кластерного анализа позволило по преобладающей относительной роли элементов-примесей выделить следующие группы а р с е н о п и р и т а: 1) Cu — Ag; 2) Au — Cu с максимальным содержанием Cu; 3) Ni — Cu с максимальным содержанием Ni; 4) Ag — Au; 5) Co — Sn с максимальным содержанием Co; 6) с максимальным содержанием Sn. Наиболее золотоносны 2—4 группы (рис. 1). Анализ распространенности выделенных типов арсенопирита свидетельствует, что среди них присутствуют как «сквозные», общие для всех изученных месторождений, так и строго специфичные, присущие только одному из них. Так, арсенопирит, отвечающий 1 кластеру, характеризующемуся средними содержаниями всех примесей при повышенных концентрациях Cu и Ag, объединяющему максимальное число проб (127), развит на всех рассматриваемых месторождениях. На месторождении прожилково-вкрапленного типа в эту группу попадают практически весь крупнокристаллический арсенопирит и часть тонкокристаллического из алевролитов, на месторождении жильного — арсенопирит двух ранних генераций. Кроме того, арсенопирит 1 группы развит и в других типах месторождений, т. е. является «сквозным». Содержание элементов-примесей, за исключением Cu и Ag, по сравнению с другими группами — среднее. Такое нивелирование концентраций примесных компонентов, вероятно, может быть объяснено совмещением разновременных ассоциаций и воздействием более поздних растворов на ранее выделившиеся минеральные агрегаты.

Арсенопирит Ni-Cu и Au-Cu групп присущ только прожилково-вкрапленному оруденению. Это тонкоигольчатый арсенопирит, с которым на месторождении связана максимальная золотоносность. Арсенопирит Ni-Cu группы развит преимущественно в алевролитах и в меньшей степени — в их окварцованных участках. Арсенопирит Au-Cu группы характеризует интенсивно окварцованные алевролиты, кварцевые прожилки в них, часто вблизи кварц-антимонитовых жил с видимым золотом. По сравнению с арсенопиритом Ni-Cu группы в нем увеличивается концентрация Au, Ag, Cu при уменьшении Ni, Co, Sn и Sb. Все это свидетельствует о существенном перераспределении Au и других элементов в результате гидротермально-метасоматических процессов в алевролитах. Ag-Au группа, представленная поздним арсенопиритом, развита незначительно. Арсенопирит Co-Sn и Sn специализации отмечен в рудах обоих золоторудных месторождений, причем на месторождении жильного типа он распространен более широко и представлен крупнокристаллическими выделениями из ранних высокотемпературных ассоциаций кварц-пирит-арсенопиритового состава.

В целом проведенный анализ позволил выделить общие черты примесных характеристик арсенопирита различных типов месторождений, наметить сугубо специфические особенности арсенопирита для каждого месторождения и разных минеральных ассоциаций внутри них. Установлено, что только арсенопирит Cu-Ag группы характерен как для золоторудных, так и для других типов месторождений, остальные его группы развиты только на золоторудных, а арсенопирит Au-Cu и Cu-Ni геохимической специализации характерен лишь для терригенно-осадочной толщи. Показано, что оловянные группы арсенопирита слабо золотоносны. Сопоставление особенностей геохимической специализации арсенопирита разных групп и его золотоносности позволяет выделить медь- и никеленосные типы этого минерала как наиболее обогащенные золотом. Характерно, что медь является типичной примесью золотоносного арсенопирита разных месторождений, тогда как обогащение никелем — специфическая черта оруденения в осадочных толщах. Присутствие Cu и Ni в составе арсенопирита можно использовать в качестве поискового признака на золото при локальном геохимическом прогнозировании.

В результате обработки данных лазерного микроспектрального анализа, проведенной для п и р и т а выше указанных месторождений, выделено восемь групп (по набору и концентрации элементов-примесей): 1) Cu — Ag; 2) с минимальными содержаниями примесей при повышенной концентрации Mn; 3) с высокой концентрацией Ni при минимальной концентрации Ag; 4) Cu — Mn — Ag с максимальным содержанием Mn; 5) высокомышьяковистой; 6) Sb — Cu — Ag с As; 7) Sn с повышенным содержанием Co и Cu; 8) Sn — Ni — Co с Mn. Максимально золотоносны первые три группы.

Среди групп пирита существуют как широко развитые в различных типах месторождений, так и специфичные для одного-двух их типов. Пирит Cu-Ag группы широко распространен на месторождении прожилково-вкрапленного типа, где он встречается в основном в алевролитах, реже в жилах в срастании с крупнозернистым арсенопиритом, спорадически проявлен в других типах, кроме золотосеребряного месторождения. Пирит с повышенной концентрацией Mn при низких концентрациях прочих примесей наиболее развит в прожилково-вкрапленных рудах, встречен на золотосеребряном месторождении и отсутствует на остальных. Возможно, повышенная марганцовистость пирита при низких концентрациях других примесей является специфической особенностью регионального плана, либо свидетельствует об изначально осадочном генезисе пирита. Высоконикелевый пирит, аналогично такому же арсенопириту, специфичен для прожилково-вкрапленного оруденения, свидетельствует о генетической связи этих двух сульфидов. Пирит Cu-Mn-Ag группы типичен для золотосеребряного и сереброполиметаллического месторождений, полностью отсутствует в прожилково-вкрапленных рудах, для которых характерен высокомышьяковистый пирит. Крупнокристаллические выделения последнего развиты в жилах в ассоциации с крупнокристаллическим арсенопиритом. Пирит с повышенной концентрацией Sn развит в рудах сложного сульфидно-сульфосолевого месторождения в составе ранних ассоциаций. Для поздних генераций пирита месторождения этого типа характерен Sb-Cu-Ag состав примесей.

Таким образом, метод кластерного анализа выявил более четкую геохимическую специализацию арсенопирита по сравнению с пиритом, что, вероятно, связано с более глубокими гидротермальными преобразованиями последнего. Это привело к частичному совмещению его первичных и приобретенных геохимических особенностей. Сопоставление геохимических характеристик пирита и арсенопирита показывает, что иногда они имеют общие геохимические черты. Так, в прожилково-вкрапленном типе пирит и арсенопирит первых групп (Cu-Ag), а также тонкоигольчатый арсенопирит Cu-Ni группы и высоконикелевый пирит гене-

тически связаны между собой. В рудах сложного сульфидно-сульфосольного состава пирит и арсенопирит с высокими содержаниями Co и Sn отмечены в одних и тех же ассоциациях. По-видимому, при локальном прогнозировании, кроме геохимической специфики одного из сульфидов, можно использовать их общие геохимические особенности. Например, высокие содержания Ni в пирите и арсенопирите месторождений в осадочных толщах свидетельствуют о перспективности этих сульфидов на Au, а Co и Sn — о их низкой золотоносности.

С целью выяснения зависимости осаждения золота от физико-химических параметров — температуры, состава, а также агрегатного состояния минерала-осадителя были проведены экспериментальные исследования отложения золота на арсенопирите и пирите.

Исследования проводились на природных кристаллах пирита и арсенопирита, из которых выпиливались пластины одинаковой площади. Для выяснения особенностей отложения золота на поверхности арсенопирита использовались природные кристаллы, а также образцы, предварительно протравленные 0,1N HNO_3. Опыты проводились в растворах 10^{-4} и 10^{-3}N $HAuCl_4$ в интервале температур 20—150 °C по автоклавной методике. Количество осажденного в опыте золота определялось фотоколориметрированием растворов до и после опытов. Распределение и морфологические особенности золота исследовались методом растровой электронной микроскопии на сканирующем электронном микроскопе Camscan-4 (аналитик М. А. Коровкин).

Исследования показали, что оба сульфида являются активными осадителями золота и повышение температуры усиливает процесс осаждения. В результате сравнения осаждающей способности арсенопирита и пирита при различных температурах установлено, что накопление Au в арсенопирите во всем изученном интервале температур выше, чем в пирите. Снижение температуры увеличивает эти различия. При 150 °C арсенопирит осаждает в 1,2 раза больше золота, чем пирит, при 80 °C — в 10, а при 20 °C — в 15 раз.

Ниже приводится осаждение золота на сульфидах железа при разных температурах, 10^{-1} мг/см^2 (в скобках здесь и далее — количество анализов):

Минерал	20 °C; 48 ч	80 °C, 6 ч	150 °C; 3 ч
Арсенопирит	32,2 (3)	52,0 (4)	113,1 (2) полное осаждение
Пирит	2,4 (4)	5,2 (4)	91,1 (4)

Изучена зависимость осаждения золота на арсенопирите от его состава — величины серно-мышьякового отношения. С увеличением содержания As осаждающая способность арсенопирита растет. Количество осажденного золота на арсенопирите (10^{-1} мг/см^2) таково:

S/As	6 ч	9 ч
0,84	17,2(2)	20,6(2)
0,95	9,6(2)	10,3(2)
1,12	3.8(4)	6,2(4)
1,17	2,4(4)	4,0(4)

Осаждающая способность арсенопирита из прожилково-вкрапленного и жильного типов месторождений может также различаться. Так, большое количество Au было отмечено для богатого Cu и Ni арсенопирита прожилково-вкрапленных руд.

Изучение взаимосвязи золотоносности арсенопирита с крупностью его выделений показало, что крупнокристаллический арсенопирит месторождения прожилково-вкрапленного типа осаждает в 1,4 раза меньше золота, чем его тонкоигольчатые разности. Это объясняется изменением удельной поверхности минерала-осадителя, как было показано ранее

[Сахарова и др., 1972, 1987]. Однако в предшествующих опытах не было снято влияние химизма самого арсенопирита, его примесных особенностей, по которым тонкоигольчатый и крупнокристаллический арсенопириты резко различны. В связи с этим были проведены опыты по осаждению золота на кристаллах арсенопирита одной группы, раздробленных до различных фракций крупности. Опыты по осаждению золота показали закономерное увеличение количества отложенного металла с уменьшением размера зерен арсенопирита. В результате сопоставления осаждения золота тонкокристаллическим ($\geqslant 0{,}2$ мм) и крупнозернистым ($\geqslant 5$ мм) арсенопиритами установлено, что через 24 ч количество Au в первом случае больше в 1,5 раза. Однако с течением времени (48 ч) различия в осаждающей способности арсенопирита разной крупности уменьшаются и составляют 10—15 %. Количество отложенного золота из раствора 10^{-3}N $HAuCl_4$ при 20 °С таково:

Величина зерна, мм	24 ч	48 ч	
~5	11,6(2)	17,6(2)	32,2(3)
~2	12.2(2)	17,9(2)	
~1	13,3(2)	18,4(2)	
~0,4	15,0(2)	18,7(2)	
~0,2	17,9(2)	21,0(2)	46,4(2)

Сравнение ранее полученных и приведенных выше данных по осаждению Au арсенопиритом разной крупности из разных (последний столбик) и одной и той же (предпоследний столбик) геохимических групп показывает, что эти два фактора, действуя совместно, могут увеличить значение арсенопирита как осадителя. Крупность выделений минерала играет важную роль в накоплении Au как при сокристаллизации его с арсенопиритом, так и при последующем наложении золотоносных растворов на ранее образовавшийся минерал.

Наряду с вопросами количественных особенностей накопления золота сульфидами железа были изучены некоторые закономерности пространственного распределения зародышевых кристалликов золота в начальные стадии их образования. На предварительно протравленных образцах арсенопирита отложение металла первоначально происходит по наиболее вытравленным участкам, повторяя их очертания (рис. 2), а также может отвечать как зонам роста, микроизменениям состава, так и направлениям дислокаций и т. д. На рис. 3 хорошо видно линейное расположение зародышевых сфероидов золота, маркирующих, по-видимому, наиболее активные, энергетически выгодные направления. Серия опытов по отложению золота на кристаллах арсенопирита выявила, что его кристаллизация начинается главным образом близ ребер, вершин, по ступеням роста, т. е. на наиболее активных участках поверхности (рис. 4).

В целом эксперименты показали, что первоначально золото накапливается в виде зародышевых кристаллитов на различных наиболее энергетически выгодных, активных участках поверхности минерала. Возможно, что в процессе кристаллизации арсенопирита происходит захват микрочастиц золота активными участками растущих кристаллов, что и может обусловливать наличие тонкодисперсного золота в сульфидах.

Таким образом, изучение природных материалов и экспериментальных данных позволяет сделать следующие выводы:

1. Концентрированию Au в прожилково-вкрапленных рудах способствует развитие тонкокристаллических сульфидов, прежде всего арсенопирита и пирита.

2. С помощью математической обработки аналитических данных по примесным характеристикам арсенопирита и пирита охарактеризована геохимическая специализация минералов разных типов месторождений. Установлено, что наиболее информативен арсенопирит, в то время как

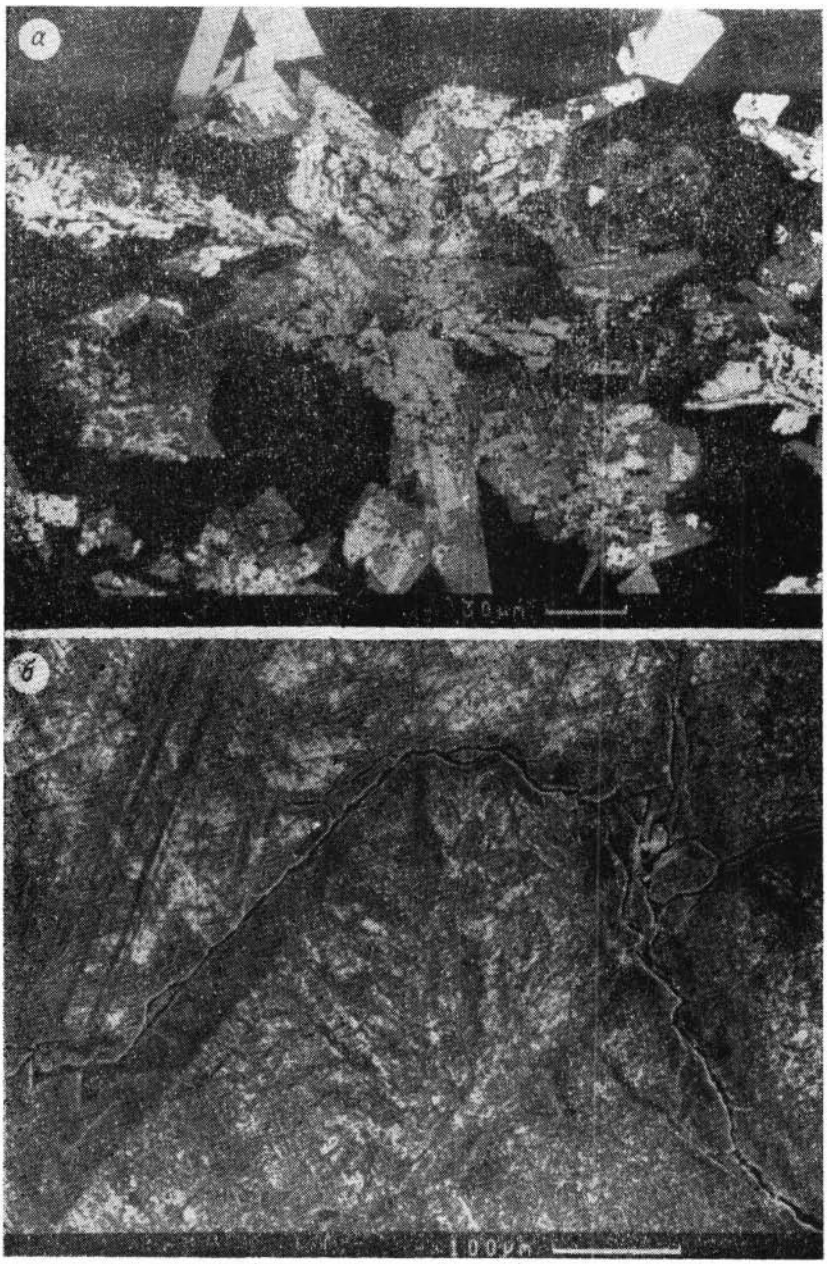


Рис. 2. Зональное осаждение золота на протравленном арсенопирите (до 30 мин — травитель $0{,}1NHNO_3$, после 30 — $10^{-3}NHAuCl_4$).
а — мелкокристаллический, ув. 290; *б* — крупнокристаллический, ув. 178.

пирит отличается более широким набором и сочетанием элементов, что усложняет интерпретацию данных.

3. Показано, что при локальном прогнозировании золотого оруденения поисковым критерием может служить повышенная концентрация Cu, Ag и Ni в составе арсенопирита и в меньшей степени — пирита. Повышенные концентрации Co и Sn в обоих сульфидах присущи малозолотоносным ассоциациям.

4. Экспериментально показано, что при отложении Au из растворов арсенопирит более активно его концентрирует, чем пирит при важной

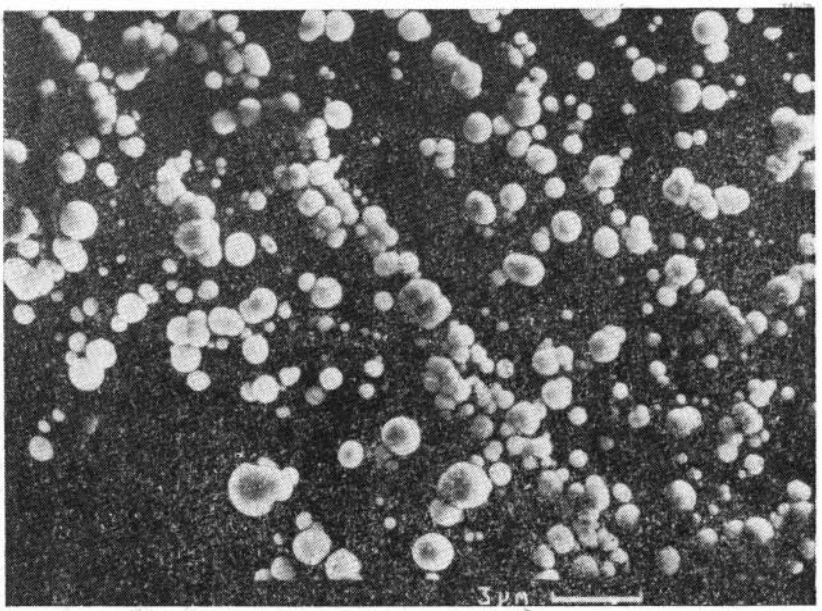


Рис. 3. Линейное расположение микросфероидов золота на протравленной поверхности арсенопирита. Снято на растровом электронном микроскопе, ув. 3800.

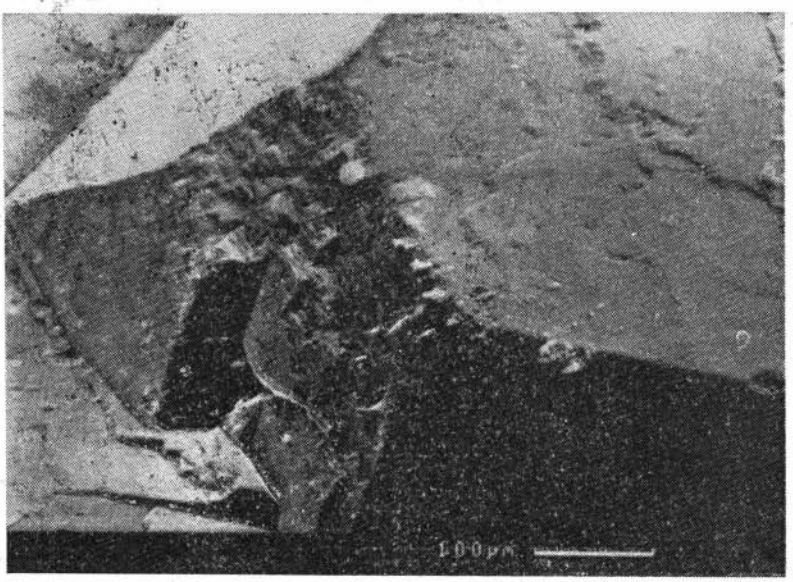


Рис. 4. Кристаллизация зародышей золота на ребрах и вершинах природных кристаллов арсенопирита. Снято на растровом электронном микроскопе, ув. 178.

роли обоих сульфидов в накоплении Au. Повышение температуры усиливает осаждение Au на обоих сульфидах. Выявлено, что увеличение содержания As в арсенопирите (уменьшение серно-мышьякового отношения) способствует отложению Au на этом минерале. Накоплению Au в сульфидах благоприятствует уменьшение размеров их выделений. Показано, что первоначально кристаллизация золота протекает на наиболее активных участках поверхности (зона роста, ребра, вершины, ступени роста, дислокации).

Н. В. Рослякова, А. С. Борисенко, Н. Ю. Осоргин,
Н. Е. Радостева, В. Г. Цимбалист, Н. А. Шугурова

МЕТАЛЛЫ ВО ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЯХ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Для прогнозной оценки оруденения (месторождения, рудного тела, рудного столба) важно знать причины и способы концентрирования рудогенных элементов. В образовании золоторудных месторождений огромная роль принадлежит формирующей их термогидросистеме. Влияние системы прослеживается во всем объеме пород, попавших в сферу ее действия, в виде тех или иных минеральных превращений. О самом процессе судим на основании изучения зафиксированных к настоящему времени минеральных парагенезисов с характерными для них содержаниями Au и сопутствующих ему элементов в последовательности развития процесса.

При исследовании золоторудных месторождений различных рудных формаций, а следовательно, и фаций формировавших их термогидросистем, образованных в металлогенические эпохи от нижнепалеозойской до кайнозойской в породах разного состава, установлено, что Au концентрируется в руды путем многократного его перераспределения от этапа к этапу, от стадии к стадии развития рудообразующей системы: сначала во всем объеме пород, подверженных воздействию термогидросистемы, что приводит к повышению содержания Au в породах рудного поля в среднем в 2—10 раз (по сравнению с исходными) за счет его перегонки из подстилающих и меньше из окружающих рудное поле пород, а также отделения из магматического очага; последующие импульсы все более локального действия термогидросистемы уже внутри пород рудного поля перераспределяют в основном это золото, образуя зоны выноса и с каждым разом обогащая зоны его отложения (табл. 1) [Рослякова, Росляков, 1975; Рослякова, 1976; Щербаков, Рослякова, 1983].

Механизм перегруппировки вещества исследовался с использованием нейтронно-активационного авторадиографического метода и по газово-жидким включениям. Мы рассматриваем результаты изучения распределения металлов в растворах включений из кварцев золоторудных месторождений как реликтах в разной степени отработанного рудообразующего флюида. При известных расхождениях в составе содержимого вакуолей из золота и кварца [Петровская и др., 1975; Моисеенко, Миронюк, настоящий сборник] изучение состава включений в Салаирском месторождении с помощью газового хроматографа выявило сравнительно близкие соотношения в них H_2O и CO_2 (в кварце 1,15, в золоте 0,9). Газовая фаза индивидуальных включений в золоте на 94 % состоит из CO_2, а 6 % приходится на азот и редкие газы. В золотоносном кварце эти компоненты составляют 95 и 5 % соответственно. Поскольку кварц является сквозным минералом рудообразования, законсервированные в нем растворы удобны и наиболее информативны для сравнительного анализа изменений состава флюидов по ходу процесса формирования руд. Анализировались по общеизвестной методике водные вытяжки из 4 граммовых навесок кварцев разных стадий Берикульского месторождения. Концентрация растворов включений, по данным криометрии [Базаров, Моторина, 1970], от < 10 % в высокотемпературные стадии возрастает в продуктивную до 25—30 % [Рослякова, 1976]. Значения концентрации, замеренные по методике А. С. Борисенко [1982], близки полученным ранее (табл. 2). Определив общую минерализацию водных вытяжек, мы установили степень разбавления растворов включений при их извлечении. Концентрация золота в растворах включений определялась увеличением полученных спектрохимическим анализом содержаний

Таблица 1

Изменение химического состава андезитовых порфиритов Берикульского рудного поля в процессе гидротермального метаморфизма

Элемент	Неизмененные порфириты хр. Алатага [Алабин, 1968]	I этап	II этап		III этап
		Зона			
		отложения	выноса	отложения	выноса
Au	2,8	5,7	2,7	519	9,2
SiO_2	50,39	48,63	50,92	47,99	46,25
TiO_2	1,37	0,81	0,97	1,10	1,05
Al_2O_3	17,32	17,85	16,10	17,17	16,30
Fe_2O_3	3,89	3,67	2,62	2,34	1,96
FeO	5,97	6,35	5,69	6,08	5,49
MnO	0,12	0,20	0,14	0,14	0,13
MgO	4,55	5,32	7,36	5,11	4,59
CaO	9,05	9,20	9,04	9,04	9,92
Na_2O	3,18	4,06	3,17	2,59	1,09
K_2O	0,98	1,46	1,70	2,11	3,00
P_2O_5	0,41	0,38	0,23	0,37	0,38
CO_2		0,40	0,52	2,95	5,85
F		0,05	0,05	0,07	0,08
$S_{сульфид}$		0,08	0,12	0,47	0,52
H_2O		0,18	0,09	0,11	0,28
П. п. п.		1,60	1,30	2,25	2,94
Σ		100,24	100,02	99,89	99,83
Кол-во анализов		10/11	27/8	65/18	34/18

Примечание. Содержание Au — мг/т, петрогенных элементов — %; в числителе — анализы Au, знаменателе — остальных компонентов.

в водных вытяжках в число раз, соответствующее разбавлению. Среднее содержание золота во флюидных вакуолях каждой последующей стадии оказалось выше, чем предыдущей, до продуктивной включительно, где оно характеризуется максимальной дисперсией: от десятых долей миллиграмма на литр до 1,6 г/л.

Чем же обусловлен большой разброс содержаний элемента даже в пределах одной стадии минералообразования? Существует ли здесь какая-либо направленность в их распределении? Не объясняется ли высокое содержание (1,6 г/л) загрязнением вытяжек, поскольку экстрагирование растворов из включений проводилось в течение 15 мин с помощью магнитной мешалки при нагревании до 60 °С? Ответ на поставленные вопросы лучше всего могли дать исследования индивидуальных включений. К сожалению, в золотых рудах вакуоли, пригодные для такой цели по размерам (не менее десятых долей миллиметра), очень редки. Пришлось подбирать материал так, чтобы можно было извлекать на каждый отдельный анализ содержимое группы включений с близкой температурой гомогенизации. Наиболее информативны для поставленной задачи штуфы строго установленной возрастной принадлежности при минерало-структурном картировании рудных тел, особенно из участков отчетливых разностадийных пересечений. Но в таких образцах, как правило, пространственно тесно совмещены включения разных температур, отражающих всю историю образования вещества: наряду с включениями данной стадии в изобилии присутствуют и более поздние как результат взаимодействия каждой порции растворов с ранее отложенным материа-

Таблица 2

Концентрация растворов включений по стадиям рудообразования и температурам гомогенизации (по данным криометрии)

Стадия	Температура, °С: гомогенизации	Температура, °С: эвтектики	Температура, °С: плавления льда	Система	Концентрация, мас. %
			Допродуктивный кварц		
			Первичные включения		
II	315	—22,8	—6	$NaCl—CO_2—H_2O$	8,8
	310	—24,0	—10	$NaCl—CO_2—H_2O$	13,5
	310	—23,8	—10	$NaCl—CO_2—H_2O$	13,5
			Вторичные включения		
II	285—280	—23,3	—7	$NaCl—CO_2—H_2O$	10,5
			Первичные включения		
III	260	—49,0	—3	$NaCl—CaCl_2—H_2O$	5,0
	260	—49,0	—2	$NaCl—CaCl_2—H_2O$	5,0
	260—250	—	—13	$NaCl—H_2O$	16,8
			Вторичные включения		
	230	—23,2	—12,2	$NaCl—H_2O$	16,0
	230	—23,0	—13,0	$NaCl—H_2O$	16,8
	220	—50,6	—5	$NaCl—CaCl_2—H_2O$	8,5
	220	—50,6	—4	$NaCl—CaCl_2—H_2O$	6,6
			Продуктивный кварц		
			Первичные включения		
IV	220	—22,8	—8,0	$NaCl—H_2O$	12,0
	220	—22,6	—9,2	$NaCl—H_2O$	13,0
	180	—22,3 —22,8	—13,5	$NaCl—H_2O$	17,0
	180	—22,4 —23,1	—13,8	$NaCl—H_2O$	17,5
	170	—49,0	—22	$NaCl—CaCl_2—H_2O$	23,0
	170	—51,2	—20	$NaCl—CaCl_2—H_2O$	22,0
	150	—23,1	—11	$NaCl—H_2O$	14,8
	150	—22,9	—15	$NaCl—H_2O$	19,0
	150	—51,0	—12	$NaCl—CaCl_2—H_2O$	15,6

лом. Самыми подходящими для исследования оказались полированные пластиночки кварца весом 1—2 мг с диапазоном температур гомогенизации не более 20—40 °С, а когда это было невозможно, диапазон расширялся.

Поскольку литературные сведения о содержаниях металлов (и особенно золота) в растворах включений малочисленны и не всегда совпадают с теоретическими представлениями и экспериментальными данными, подробнее остановимся на определении нами этих содержаний, дабы читатель сам мог судить о степени их достоверности.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И РЕЗУЛЬТАТЫ

В связи с очень малым объемом растворов, включенных в пластиночку весом 1—3 мг, разработана специальная методика определения их катионного состава атомно-абсорбционным методом с электротермической атомизацией на спектрофотометре Перкин-Элмер-503 [Шу-

Таблица 3

Содержания Au и Ag в вытяжках растворов включений и кварцах после извлечений из них растворов, 10^{-7} мг на 1 мг кварца

Пластинка	Вытяжка		Кварц после опыта		Пластинка	Вытяжка		Кварц после опыта	
	Au	Ag	Au	Ag		Au	Ag	Au	Ag
37	—	9,34	—	—	42	—	—	1,58	110,9
25	1,01	8,51	8,14	13,6	75	0,25	4,9	3,84	—
55	0,61	1,44	—	—	49	—	2,19	8,21	35,9
52	0,11	—	7,04	—	45	—	0,34	4,16	26,01
78	0,72	0,36	—	—	76	0,16	0,35	—	0,81

гурова, Цимбалист, 1985]. Исследования на эталонных растворах и растворах включений выявили наиболее оптимальный ход анализа: 1) 2-миллиметровые кварцевые пробирки со шлифными пробками после тщательной промывки и обработки ацетоном, водой, свежеприготовленной царской водкой с подогревом прополаскивались водой и тридистиллятом и просушивались. В каждую из них наливались по 0,3 мл 1 М HCl во избежание осаждения металлов на их стенках; 2) 1—3-миллиграммовая пластинка с исследуемыми включениями раздавливалась в специальном прессе, будучи предварительно залитой 0,1 мл тридистиллята. Проградуированной микропипеткой большая часть тридистиллята с растворенным содержимым включений из пресса сразу же переносилась в подготовленную пробирку с HCl. Возможность сорбции металлов на раздавленном кварце при этой процедуре была проверена определением содержания Au и Ag в последнем после опыта (табл. 3). Для уменьшения вероятности сорбции, равно как и возможности извлечения металлов не только из вскрытых включений (т. е. завышение результатов), длительность процедуры не превышает 20—30 с; 3) в эти пробирки добавлялось по 0,1 мл 0,1 М раствора О-изопропил—N-метилтионкарбамината в толуоле для экстракции золота и серебра, с 5-минутным перемешиванием; 4) после расслаивания в органической фазе определялись Au и Ag, в водной — сопутствующие им элементы. Несмотря на высокую чувствительность метода (Ag — $1 \cdot 10^{-10}$, Au и Cd — $5 \cdot 10^{-10}$, Pb и Ni — $1 \cdot 10^{-9}$, Co — $2 \cdot 10^{-9}$, Te — $5 \cdot 10^{-9}$, Se — $7 \cdot 10^{-9}$, Bi — $1 \cdot 10^{-8}$ г), пределы обнаружения в условиях анализа: Ag — $1 \cdot 10^{-4}$, Au и Cd — $5 \cdot 10^{-4}$, Ni — $2{,}5 \cdot 10^{-3}$, Pb и Co — $5 \cdot 10^{-3}$, Bi — $1 \cdot 10^{-2}$, Te — $2{,}5 \cdot 10^{-2}$, Se — $3{,}5 \cdot 10^{-2}$ мг/л. При пересчете анализировавшихся вытяжек на растворы самих включений последние, естественно, оказываются еще ниже: Ag и Au — 1; Cd, Ni, Co — 10; Pb и Te — 50; Bi — 200; Se — 400 мг/л.

Не зная кратности разубоживания растворов включений при их извлечении, мы в результате проведенного анализа имеем лишь содержания элементов в 1 мг исследованного кварца. Однако это прекрасный и достаточный материал для сравнения растворов разных температур между собою, т. е. для суждения о поведении металлов в рудообразующем процессе, если ввести в них поправки на количество вакуолей. Поскольку последние в кварце распределяются неравномерно, был проведен их подсчет в эталонных пластиночках с помощью интеграционного столика. Как правило, количество включений в них изменяется от 5 до 20 об. %. Для нивелировки влияния данного параметра содержания металлов из 1 мг кварца с 5 % вакуолей были приняты за 1, а с 10, 15, 20 % уменьшены в 2—4 раза соответственно. В большей части пластинок оценка насыщенности их включениями производилась визуально по аналогии с эталонными количественными подсчетами, поэтому ошибка при введении поправочного коэффициента может превысить 50 % (табл. 4—6).

Для определения наиболее близких к истинным содержаний металлов во флюидах включений замерялось количество воды, выделяющейся при вскрытии включений путем прогрева на газовом хроматографе ЛХМ-80

Таблица 4

Содержание металлов в растворах включений из кварцев Салаирского месторождения

Пластинка	Температура гомогенизации включений, °С	Au			Ag			Pb			Ni			Co			Разбавление растворов включений при вытяжке, 10^3	
		1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	по Au	по H_2O
								Допродуктивный кварц										
								I стадия										
37	550—480	Не обн.			9,34	9,34	2278	184	184	44 880	147	147	35 850	5	5	1220	299,7 (Ag)	294,1
68	440—420	0,21	0,21	51	Не обн.			Не опр.			Не опр.			Не опр.			196,2	195,4
67	410	0,08	0,08	19	1,20	1,20	293	»			»			»			95,0	97,8
								II стадия										
38	400—325	Не обн.			10,90	10,90	2666	282	282	68 780	47	47	11 460	Не обн.			222,2 (Ag)	222,2
66	300—265	0,17	0,08	41	5,62	2,81	1370	Не опр.			Не опр.			Не опр.			16,4	16,3
64	270—245	0,56	0,40	136	1,55	1,00	378	»			»			»			113,3	114,5
								III стадия (вторичные включения)										
3	220—140	Не обн.			0,34	0,34	83	Не опр.			Не опр.			Не опр.			103,8 (Ag)	104,6
4	170—150	0,07	0,03	17	0,51	0,17	124	»			»			»			106,9	113,3
								Продуктивный кварц										
								III стадия										
39	300—170 + 245—140	0,37	0,37	90	12,1	12,1	2956	142	142	34 630	81	81	19 760	Не обн.			250,0	246,4
65	270—250	0,23	0,08	56	0,67	0,23	163	Не опр.			Не опр.			Не опр.			224,0	221,3
25	270—230	1,01	0,25	246	8,51	2,10	2075	200	50	48 780	132	33	32 195	4	1	975	168,5	168,9
24	220—210	0,65	0,65	158	11,95	11,95	2914	805	805	196 340	350	350	85 370	2	2	490	316,0	317,8
		Не обн. — 246 / 68			Не обн. — 2956 / 1275			34630—196340 / 78680			11460—85370 / 36930			Не обн. — 1220 / 540				

Примечание. Здесь и в табл. 5, 6 графа 1 — замеренные содержания, 10^{-7} мг на 1 мг кварца; 2 — содержание с учетом поправки на количество включений, 10^{-7} мг на 1 мг кварца, 3 — мг/л; Zn, Cd, Cu, Se, Bi не определялись; (Ag) — при отсутствии золота разбавление рассчитывалось по серебру; в числителе — от — до, в знаменателе — среднее.

Таблица 5

Содержание металлов в растворах включений Гавриловского месторождения

Пластинка	Температура гомогенизации включений, °С	Au			Ag			Pb			Ni			Co			Разбавление растворов включений при вытяжке, 10^3	
		1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	по Au	по H_2O
								Допродуктивный кварц										
								I стадия										
16	410	Не обн.			0,76	0,76	43,4	Не опр.			Не опр.			Не опр.			21,7 (Ag)	21,6
								II стадия										
31	360—335	0,53	0,53	51	2,89	2,89	280	113	113	10 970	44	44	4 270	3	3	291	46,4	47,5
6	340—310	0,28	0,09	21	1,28	0,43	99	Не опр.			Не опр.			Не опр.			27,3	28,2
11	320	0,43	0,43	33,3	0,34	0,34	26	»			»			»				
21	325÷270+435	0,19	0,19	18,4	5,64	5,64	548	94	94	9 130	959	959	93 100	2	2	194	46,0	45,6
								III стадия (вторичные включения)										
17	260—215	0,89	0,40	50	1,02	0,50	58	Не опр.			Не опр.			Не опр.			23,8	23,4
30	245	0,34	0,34	33	5,8	5,80	563	151	151	14 660	290	290	28 155	»			52,4	52,1
22	220	1,04	1,04	101	8,49	8,49	824	354	354	34 370	275	275	26 700	2	2	194	59,4	59,3
27	220—190	0,26	0,26	25,2	25,1	25,1	2435	215	215	20 870	53	53	5 140	3	3	291	76,4	74,5
62	220—195	0,66	0,66	64	3,15	3,15	305	Не опр.			Не опр.			Не опр.			45,7	45,6
63	220—170	0,73	0,73	71	2,37	2,37	230	»			»			»			39,5	39,6
29	200	0,26	0,26	25	12,1	12,1	1175	106	106	10 290	77	77	7 475	4	4	388	92,6	93,5
28	200—170	0,09	0,09	8	4,46	4,46	433	61	61	5 920	39	39	3 780	2	2	194	47,0	54,1
26	150—130	0,66	0,66	64	9,8	9,8	951	470	470	45 630	161	161	15 630	Не обн.			55,2	55,7

Продуктивный кварц

III стадия

18	210—200	Не обн.			18,1	18,1	103	Не опр.			Не опр.			Не опр.			64,4 (Ag)	64,8
15	200—180	0,86	0,86	41	0,84	0,84	40	»			»			»			16,8	16,8
2	200—155	0,10	0,10	4	0,14	0,14	7	»			»			»			10,8	12,5
12	190	Не обн.			0,14	0,14	7	»			»			»			15,6 (Ag)	14,4
33	170—110	Не обн.			5,30	3,31	253	207	138	9 900	248	165	11 860	6	4	287	32,9 (Ag)	33,0
8	165	0,09	0,06	4	0,48	0,34	22	Не опр.			Не опр.			Не опр.			22,4	25,7
14	165	Не обн.			0,99	0,66	47	»			»			»			16,8	17,0
32	165	0,41	0,20	19	29,5	14,8	1411	1717	858	41 050	205	102	10 000	4	2	191	30,2	31,6
7	165—145	0,10	0,10	4	1,15	1,15	55	Не опр.			Не опр.			Не опр.			26,0	30,5
9	165—145	Не обн.			0,3	0,2	14	»			»			»			17,5	18,1
5	165—145	0,25	0,12	19	1,42	0,71	110	»			»			»			60,7	60,8
10	145	0,16	0,16	12	0,41	0,41	31	»			»			»			37,9	39,5
34	130	Не обн.			1,35	1,35	65	417	417	19 950	148	148	7 080	1	1	47	16,3	16,1
								Вторичные включения										
19	100	Не обн.			1,42	0,95	81	Не опр.			Не опр.			Не опр.			32,4	32,4
35	100—89	0,16	0,05	8	5,1	1,26	244	391	98	18 710	92	23	4 400	Не обн.			19,5	18,4
36	100—70	0,21	0,05	10	4,11	1,05	196	369	92	17 655	42	10,5	2 000	»			16,7	17,0
		Не обн. — 101 / 22,5			7—2435 / 353			5922—45630 / 19090			2000—93100 / 16890			Не обн. — 388 / 160				

Пластинка	Температура гомогенизации, °С	Au			Ag			Pb			Cd		
		1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
III стадия													
21а	350	1,31	1,31	90	0,53	0,53	37	Не опр.			Не обн.		
19а	350—340	0,50	0,50	34	0,07	0,07	5	12	12	0,85	0,2	0,2	0,01
18а	340—325	0,18	0,06	12	Не обн.			37	12	2,6	1,1	0,34	0,08
39а	315—310	0,21	0,12	14	0,30	0,17	20	473	279	32,6	39,3	23,1	2,7
17а	305—280	5,10	2,60	359	3,40	1,70	239	46	23	3,3	0,8	0,4	0,06
40а	300—260	0,07	0,04	4	0,03	0,02	2	765	450	53,9	30,5	18,0	2,15
16а	290—285	0,16	0,11	11	1,64	1,10	113	31	20	2,1	0,41	0,27	0,03
15а	280—270	Не обн.			2,33	2,33	164	65	65	4,5	1,35	1,35	0,10
14а	280—270	8,70	8,70	600	1,74	1,74	120	32	32	2,2	0,84	0,84	0,06
46	270	Не обн.			0,72	0,30	49	11	5	0,76	Не опр.		
13а	260—245	2,10	1,40	144	0,25	0,17	17	21	14	1,4	0,3	0,2	0,02
42а	260—245	0,18	0,06	12	0,92	0,31	63	1541	514	106,2	56,9	19	3,92
12а	250—240	1,57	1,57	110	1,76	1,76	124	56	56	4,0	1,45	1,45	0,10
IV стадия													
47а	245—220	Не обн.			0,43	0,22	30	512	256	36,0	15,7	7,85	1,10
22а	240	7,27	7,27	510	Не обн.			Не опр.			Не обн.		
10а	240—220	6,87	6,87	484	1,65	1,65	116	151	151	10,6	16	16	1,11
23а	240—220	0,55	0,36	38	0,23	0,16	16	Не опр.			Не обн.		
20а	240—220	2,40	1,40	169	1,56	0,88	109	»			15,6	8,75	1,10
43а	230	0,04	0,02	2	0,51	0,25	35	442	221	31,1	29,7	15	2,09
25а	230—220	0,26	0,13	18	0,15	0,07	10	Не опр.			21,8	10,9	1,53
9а	230—220	6,14	3,40	432	1,34	0,70	94	1844	1024	129,8	12,8	7,1	0,90
8а	220—210	4,44	2,47	312	1,23	0,68	86	71	39	5,0	178	98,9	12,5
28а	220—210	0,48	0,24	33	0,70	0,35	49	Не опр.			16,2	8,1	1,14
26а	220—210	0,36	0,21	25	Не обн.			»			52,8	31,1	3,72
27а	220—210	2,30	1,15	158	0,65	0,33	44	»			21,0	10,5	1,45
45а	220—200	0,09	0,03	6	0,15	0,05	10	266	89	18,3	13,5	4,5	0,93
48а	220—195	Не обн.			0,44	0,22	30	380	190	26,7	17,8	8,9	1,25
29а	210	»			Не обн.			Не опр.			14,9	10,6	1,05
30а	200	0,27	0,15	19	»			»			Не обн.		
31а	200	0,28	0,14	19	»			»			»		
32а	200—190	2,38	1,19	167	1,09	0,54	76	»			54,6	27,3	3,84
33а	200—160	Не обн.			0,16	0,08	11	»			23,6	11,8	1,66
6а	195—170	1,04	0,35	71	0,78	0,26	53	57	19	3,9	1,19	0,4	0,08
34а	180	0,43	0,22	30	Не обн.			Не опр.			4,13	2,07	0,29
50	190—170	Не обн.			2,37	0,58	166	91	23	6,4	Не опр.		
50а	190—150	0,05	0,03	3	0,43	0,22	29	655	327	45,2	21,2	10,6	1,46
6	170	15,8	7,9	1090	15,5	7,75	1070	Не опр.			Не опр.		
5а	170	3,20	1,6	225	0,84	0,42	59	56	28	3,9	0,79	0,4	0,05
35а	170	3,53	2,2	248	2,07	1,29	145	Не опр.			14,7	9,2	1,03
37а	155	0,19	0,1	13	0,07	0,04	4	»			Не обн.		
36а	155—145	Не обн.			Не обн.			»			»		
4а	155—145	3,65	2,61	257	0,81	0,58	57	57	40	4,0	9,74	6,96	0,68
2	155—125	4,6	2,3	317	5,7	2,85	390	Не опр.			Не опр.		
4	155—115	15,5	7,75	1070	5,5	2,75	380	»			»		
51а	150	Не обн.			0,32	0,16	22	470	235	32,4	Не обн.		
52а	145	0,12	0,07	8	0,35	0,21	24	363	214	25,5	42	24,8	2,96
3а	145—135	12,3	6,2	866	0,68	0,34	47	54	27	3,8	1,36	0,68	0,095
IV—V стадии													
5	140—115	4,9	2,45	337	2,04	1,02	140	Не опр.			Не опр.		
2а	135—125	4,34	2,4	305	0,72	0,40	50	53	38	3,7	0,48	0,27	0,03
53а	135—110	0,34	0,08	23	2,20	0,55	151	3000	750	296,9	175	44	12,1

из кварцев Берикульского месторождения

Ni			Co			Bi			Se			Разбавление растворов включений, 10^3	
1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	по Au	по H_2O
15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
III стадия													
70,8	70.8	4,88	3,81	3.81	266	Не обн.			Не опр.			37,5	37,6
2,0	2,0	0.14	Не обн.			Не опр.			Не обн.			17,0	17,1
4,0	1.3	0.28	0,74	0.25	50	»			»			24,0	25,3
49,5	29.1	3,41	Не обн.			748	440	51.6	Не опр.			—	29,2
1,8	9.0	1,27	2,2	1,1	150	Не опр.			15,2	7,6	1,0	21,1	21,8
Не обн.			Не обн.			736	432	51,8	Не опр.			—	—
0,7	0,4	0,05	0,8	0,3	50	Не опр.			14,8	9,5	1,0	13,8	14,2
3,7	3,7	0.26	Не обн.			»			Не обн.			32.8 (Ag)	32,8
9,6	9.6	0,66	1,16	1,16	80	»			»			200,	20,0
Не обн.			Не обн.			»			Не опр.			18,1	18,2
4,6	3,1	0,32	»			»			9,7	6,4	0,7	28,8	29,1
42,8	14,3	2,95	»			1315	438	90,7	Не опр.			—	43,1
40	40	2,79	3,65	3,65	260	Не опр.			54,7	54,7	3,8	44,0	44,3
IV стадия													
Не обн.			Не обн.			514	257	36,2	Не опр.			—	—
11,4	11,4	0.80	»			77,9	77,9	5,5	»			36,4	36,6
103	103	7,95	»			Не опр.			40	40	2,8	48,4	48,4
28,8	18.1	2.03	3.9	2.4	270	41	25,6	2,9	Не опр.			38,0	39,0
4.62	2.6	0,32	4,2	2,34	290	6,6	3,7	0,5	»			42.2	42,3
14,8	7,4	1.04	Не обн.			707	353	49,8	»			—	22,2
24,4	12,2	1,71	»			33,8	16,9	2,4	»			36,0	36,6
1285	714	90.5	3,85	2,14	270	Не опр.			51,4	28,6	3.6	39,3	39,3
28	15,6	1.97	3,06	1,7	210	»			12,4	6,89	0,9	31,2	31,3
6,96	3.48	0.49	Не обн.			Не обн.			Не опр.			39,7	40,8
37,1	21,3	2.61	»			»			»			50,0	50,3
26,0	13,0	1.8	»			50	25	3,4	»			34,3	34,5
2,14	0,71	0.15	»			199	66,4	13,7	»			—	21,6
Не обн.			»			380	190	26,7	»			—	—
10,2	7.26	0.71	»			Не обн.			»			47,7 (Ni)	47,7
5,45	3,03	0,38	3,18	1,77	220	»			»			31,7	32,0
25,1	12,5	1.77	Не обн.			10,4	5,2	0,7	»			31,7	33,4
104	52	7,34	»			Не обн.			»			34,7	34,9
35,8	17,9	2,52	»			»			»			55 (Ag)	57,3
2,1	0,7	0,14	»			Не опр.			Не обн.			35,5	35,8
7,0	3,48	0,49	»			Не обн.			Не опр.			30,0	30,6
21	4,3	1,48	0,25	0,06	20	Не опр.			»			—	—
15,7	7,85	1,08	Не обн.			369	184	25,4	»			—	27,6
Не опр.			Не опр.			Не опр.			»			15,6	27,8
8,9	4,5	0,63	5,14	2,57	360	»			Не обн.			33,1	32,9
29,3	18,3	2,06	Не обн.			»			»			46,8	46,9
Не обн.			2,62	1,46	180	41,1	20,6	2,9	Не опр.			26,0	26,3
3,3	1,9	0,23	2,55	1,5	180	23,7	14,0	1,7	»			—	—
18,7	13,3	1.32	Не обн.			Не опр.			16,2	11,6	1,2	28,5	28,5
Не опр.			Не опр.			»			Не опр.			8,8	26,0
»			»			»			»			12,1	14,2
Не обн.			Не обн.			Не обн.			»			—	45,4
63,4	37,3	4,46	»			»			»			—	—
Не обн.			»			Не опр.			Не обн.			32,1	32,0
IV—V стадии													
Не опр.			Не опр.			Не опр.			Не опр.			10,9	26,0
Не обн.			Не обн.			»			19,3	16,7	1,4	33,9	33,9
530	133	36,5	»			Не обн.			Не опр.			—	—

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
						V стадия							
54а	125—100	0,05	0,01	3	0,52	0,13	35	239	60	16,5		Не обн.	
55а	110—100	0,06	0,03	4	0,83	0,50	58	165	97	11,6		»	
38а	110—90	0,26	0,14	18	1,10	0,61	77		Не опр.			»	
56а	85—75	0,04	0,01	3	1,02	0,26	70	195	49	13,7	13,0	3,2	0,9
57а	80—70	0,06	0,02	4	1,7	0,6	119	242	60	17,0		Не обн.	
		Не обн. — 1090 / 161			Не обн. — 1070 / 89			0,76—206,9 / 26,3				Не обн. — 12,53 / 1,34	

Примечание. Pb, Cd, Ni , Bi, Se (3) — г/л; (Ni) — рассчитано по Ni; остальные

в инертной среде (гелий) с использованием стеклянных колонок длиной 1 м, заполненных полисорбом-1. В связи с тем, что вскрытие включений происходит при значительно более высоких температурах, чем гомогенизация (по нашим замерам превышение составляет до 100 °С и более), разделить достоверно воду даже по стадиям, а тем более по небольшим температурным интервалам, не представилось возможности. Устанавливалось суммарное содержание воды из всех вакуолей кварцевой навески — 500 мг. При анализе декрептограмм исследовавшихся образцов было выявлено, что газовыделение, связанное с вскрытием включений всех генераций (кроме гомогенизирующихся при более 400 °С), заканчивается около 550 °С. Исходя из этого температура прогрева образца была принята 550 °С. Сначала образец выдерживался 15 мин при температуре 130 °С с продувкой гелием для устранения возможно сорбированной воды на поверхности зерен и самых низкотемпературных включений. Естественно, при этом вскрывалась часть интересующих нас включений пострудной стадии, особенно с температурой гомогенизации 100—70 °С. Затем реактор герметизировался и образец выдерживался 10 мин при температуре 550 °С, после чего производился анализ. Относительная ошибка определения воды с надежностью 0,95 равна 9,4 %.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Из табл. 7 видно, что пробы высокотемпературных кварцев, в которых преобладают включения с температурой гомогенизации 400 °С и выше, отличаются заметно пониженным содержанием воды, что, возможно, связано с недовскрытием вакуолей и потому требует дополнительного изучения. Результаты от контрольного прогрева кварцев 2Н и 539-3-1 по двум температурным интервалам: от 130 до 400 °С (0,00018 и 0,00063 соответственно) и от 400 до 550 °С (0,00022 и 0,00076 соответственно) в сумме очень близки значениям воды при прогреве их в один прием от 130 до 550 °С (см. табл. 7). Небольшой разброс значений (часто в пределах ошибки анализа) по параллельным пробам позволяет заключить, что установленные количества воды на единицу веса кварца в диапазоне температур гомогенизации от 400°до 100 °С достоверны (табл. 8). Они близки результатам определений других исследователей [Грушкин, Приходько, 1952; Моисеенко, Миронюк, настоящий сборник; и др.].

Относя количество металла к количеству воды в единице веса кварца (например, в 1 мг), мы допускаем, что именно такое количество воды принадлежит включениям, из которых извлекались металлы (см. табл. 7). Не искажаем ли мы тем самым истинные количества металлов в растворах включений? По данным микроскопического просмотра пластинок кварца размером около 4×2 см участки без включений довольно редки, поэтому принятые нами количества вакуолей 5 об. % от массы кварца за еди-

15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
V стадия													
23,5	6	1,62	Не обн.			Не обн.			Не опр.			—	32,4
18,4	10,8	1,28	»			»			»			—	—
Не обн.			3,67	2,04	260	»			»			36,0	37,0
»			Не обн.			»			»			—	30,5
»			»			Не опр.			»			—	—
Не обн. — 90,5			Не обн. — 360			Не обн. — 90,7			Не обн. — 3,8				
3,82			60			11,7			0,9				

см. табл. 4.

ницу, к которой мы привели все значения металлов (см. табл. 4—6, графа 2), в некоторых случаях могут занизить последние. Заслуживает внимания в этом отношении расслоение проб кварцев 539-3 и 659 в жидкости с кварцевым удельным весом. Нижний, более «тяжелый» слой содержит воды заметно меньше, чем верхний, более «легкий» (см. табл. 8). Микроскопическое изучение кварцев из этих слоев выявило, что при близком количественном соотношении включений в «легком» кварце более часты вакуоли относительно больших размеров. Следовательно, в изучавшихся пластиночках возможно отклонение содержания воды от среднего на ± 50 % (см. табл. 7, 8). Если допустить, что половина изучавшегося кварца вообще не несет вакуолей, и поэтому в 2 раза уменьшить полученные значения концентраций металлов в растворах, а также учесть

Таблица 7

Содержание H_2O во включениях из кварцев золоторудных месторождений при прогреве образцов от 130 до 550 °С, мг/мг кварца

Месторождение	Образец	Температура гомогенизации, °С	H_2O	Исследованные пластинки
Салаирское	2-Н	475—300	0,00041	3, 4, 24, 25, 37—39, 64—68
	102С	>400÷295—80	0,00042 0,00040	
Гавриловское	105Г	435—170	0,00103	21, 22, 26—31, 62, 63
	107Г	270—70	0,00209	2, 5, 7—10, 12, 14, 15, 19, 32—36
	246Г	300—140	0,00215	
	71Г	340—140	0,00129	6
	236Г	280—140	0,00175	16—19
Берикульское	706	500—425	0,00011	51—53
	562а	500—400	0,00023	
	528-1	495—400	0,00056	57, 58, 72
	528-2		0,00042	
	561б	>400	0,00037	54, 55, 69
	659	380—75	0,00150	
	668	350—75 (преобладает 280—145)	0,00142	48, 50, 74, 3а—5а, 8а—12а, 15а, 17а, 18а, 20а, 22а—26а, 28а—38а, 40а, 43а, 47а, 48а, 52а, 55а, 57а
	668-1		0,00137	
	539-2	350—75 (преобладает 280—140)	0,00116	2, 4—6, 45, 46, 76, 6а, 13а, 14а, 16а, 19а, 21а, 27а, 39а, 42а, 45а, 50а, 51а, 53а, 54а, 56а
	539-3		0,00112	
	539-3-1		0,00145	
	676	130—60	0,00086	
	676-2	135—75	0,00097	43, 44

Таблица 8

Содержание H_2O в растворах включений из кварцев, различающихся по удельному весу, мг/мг кварца

Кварц	Образец	Кол-во проб	Содержание		
			от	до	среднее
Общий	539-3	1			0,00112
«Легкий»	539-3-1	3	0,00145	0,00193	0,00174
«Тяжелый»	539-3-2	3	0,00055	0,00060	0,00057
Общий	659	3	0,00150	0,00161	0,00155
«Легкий»	659-1	1			0,00151
«Тяжелый»	659-2	1			0,00087

Примечание. Образцы прогревались от 130 до 550 °С.

солевую составляющую флюидов, порядок цифр практически останется тот же.

Для дополнительного контроля приведенных цифр было сопоставлено разбавление растворов включений при их извлечении, рассчитанное по воде (количество тридистиллята, которым заливается пластиночка при вскрытии включений, делится на содержание воды в ней согласно табл. 7) и по отношению содержаний металлов в растворах включений к их содержаниям в анализировавшихся вытяжках. Во всех случаях разбавление по металлам оказалось примерно равным или (реже) меньшим, чем по воде (см. табл. 4—6). Все вышеприведенное позволяет считать анализ корректным и полученные содержания металлов в растворах включений близкими к действительным. Ф. А. Летников и Н. В. Вилор [1981] экспериментально установили, что в бидистилляте при 200—400 °С и повышенных давлениях содержание золота достигает десятых долей миллиграмма на литр. Аналогичные результаты получены И. Д. Рябчиковым и др. [1985] для 750 °С и 1500 атм. Моделированием на ЭВМ системы Au—Cl—S—Na—H_2O Н. Н. Барановой и Б. Н. Рыженко [1981] показано, что содержание золота в растворах флюидных включений в кварцах золоторудных месторождений колеблется от 0,2 до 200 мг/л при T = 300 °С и pH = 6—8. Термодинамические расчеты состава растворов, равновесных с пирит-пирротин-магнетитовой ассоциацией и металлическим золотом, проведенные В. Н. Белеванцевым и др. [1982], показали концентрацию в них золота до граммов на литр при T = 300 °С и pH = 6—8. Возможен ли перенос гидротермальными растворами металлов в таких количествах на большие расстояния — это несколько другой вопрос. И для этого случая, возможно, правильным будет уровень концентрации золота порядка 10^{-5}—10^{-2} г/л, о котором говорят Н. Н. Баранова и А. Б. Кольцов [1986], Н. Я. Некрасов и Е. Н. Диман (настоящий сборник). В вакуолях же консервируются растворы, соответствующие моменту формирования рудного тела.

Изученные нами растворы включений даже по одному месторождению характеризуются значениями, полностью перекрывающими все отмечаемые в литературе различия как между разноформационными золоторудными месторождениями [Рослякова, 1976], так и между большинством экспериментальных систем разного состава [Баранова, Кольцов, 1986]. Равнотемпературные включения несут разные количества металлов, колеблющихся от необнаруживаемых данной методикой до более чем 1 г/л Au и Co, до 4 — Ag и Se, 12 — Cd, 90 — Ni и Bi и от 0,7 до 200 г/л —Pb. Теллур определялся в 18 пластинках, но установлен лишь в обр. 12а (0,2 г/л) и 8а (0,15 г/л).

Таким образом, высокие содержания золота в растворах включений получены по двум независимым сериям анализов [Рослякова, 1976; и настоящая работа] и в целом не противоречат теоретическим и экспериментальным данным.

Чем же определяется выявленная мозаичность в распределении золота и других металлов во флюидных включениях? В табл. 4 приведены результаты определений из одного образца, где на ранний высокотемпературный (550—400 °С) кварц наложен кварц продуктивной стадии (300—140 °С). В раннем, допродуктивном, кварце обнаружены наложенные включения II (400—240 °С), III (продуктивной) и IV (пострудной) стадий. Здесь примечательно, что включения в высокотемпературном кварце, образованные в результате воздействия на него раствора продуктивной стадии (пластинки 3 и 4), характеризуются заметно пониженными количествами благородных металлов по сравнению с сингенетичными высокотемпературному кварцу. В кварце же продуктивной стадии, пересекающем ранний, они соответственно повышаются. Максимум в продуктивном кварце приходится на 240—210 °С, а, судя по 39 пластинке, несущей включения всей стадии, среднее (90 мг/л) может служить показателем низких содержаний металлов в растворе при 300—270 °С.

В табл. 5 рассмотрен случай, когда высокотемпературный (допродуктивный) кварц и кварц продуктивной стадии пространственно разобщены, пересечение их отстоит в 2 м. Примечательно, что здесь вторичные включения, соответствующие продуктивной стадии, в раннем кварце наиболее богаты Au, Ag и Pb, а флюиды кварца продуктивной стадии, отложившегося вне образований ранних стадий минерализации, значительно беднее ими. Оба примера показывают, как влияет взаимодействие поступившего в зону рудоотложения раствора с ранее отложенным веществом на содержание в нем металлов.

Как известно, наиболее богатые руды приурочены к участкам совмещенного проявления наибольшего числа стадий минералообразования, где кварцы разных генераций очень сложно и тесно пространственно срастаются. Для этого случая нам не удалось разделить материал по стадиям и, в частности, отделить флюидные включения продуктивного кварца (240—130 °С) от синхронных с ними вторичных в кварце предшествующих генераций (350—300 и 290—240 °С) III стадии, т. е. результаты анализов (см. табл. 6, IV стадия) охватывают как обедненные металлами вторичные включения из допродуктивных кварцев, так и реликты растворов IV стадии, в разной степени обогатившихся за счет ранее отложенного материала или уже отработанных. Основываясь на приведенных данных (см. табл. 4, 5), можно думать, что низкие содержания, особенно при 220—170 °С, присущи выщелоченным включениям из допродуктивного кварца, за счет которых обогащались рудообразующие растворы продуктивной стадии. В каждую стадию формирования золотого месторождения рудообразующие растворы поступают в зону рудообразования с «рядовыми» (до сотых и, возможно, десятых долей миллиграмма на литр) содержаниями золота и обогащаются им при взаимодействии с вмещающей средой, будь то кварц, сульфиды или породы. По данным Г. Н. Аношина и Р. Д. Мельниковой [1981], содержание золота в конденсатах магматических и фумарольных газов Большого трещинного Толбачинского извержения 1975—1976 гг. составляет 0,001—0,087 мг/л (среднее — 0,0148) и в газах — до 0,193 мг/м^3 (при среднем 0,034) по 12 анализам.

М. С. Сахарова и др. [1972], В. Г. Моисеенко [1977] и другие исследователи экспериментально показали возможность перераспределения золота в тепловом поле с градиентом температур. При общем вертикальном направлении теплового потока в рудном поле имеет место и горизонтальное от наиболее напряженных и, следовательно, наиболее проницаемых участков. На фоне затухания теплового потока предшествующего этапа (или стадии) новый имеет более узкий фронт движения. Вновь возникший градиент температур уже сам по себе может вести к стягиванию золота в наиболее прогретые зоны. На периферии этого теплового потока возникают зоны с пониженным содержанием металла. Большая дисперсия содержаний золота в породах рудного поля, усиливающаяся к рудным

телам, возможно, обусловливается возникновением на фоне основного направления теплового потока разнонаправленных второстепенных потоков, своего рода мозаичности тепла. А. Н. Дударев и др. [1976] на основании экспериментального изучения теплофизических и энергетических свойств продуктов метасоматических процессов показали, что метасоматиты различных фаций отличаются теплосодержанием, температурой и другими тепловыми свойствами, которые приводят к энергетическому обмену между разностями пород и значительно осложняют теплопередачу эндогенного процесса.

Мы рассмотрели только одно свойство термогидросистемы — температуру. Другое важное ее свойство — постоянное стремление к выравниванию состава раствора во всем объеме в каждые ΔT (время). В качестве варианта механизма перераспределения золота при образовании золоторудных тел можно рассматривать предложенную Ю. А. Долговым на Всесоюзном симпозиуме «Геохимия в локальном металлогеническом анализе» (Новосибирск, 1986 г.) схему миграции растворов при адиабатическом расширении, обеспечивающую пульсационное изменение в них концентрации CO_2 как регулятора растворения — отложения золота. Она заключается в следующем: 1) механическое нарушение горной породы, 2) связанное с ним перемещение поровых флюидов в области пониженного давления (и температуры), 3) сепарация флюидов на основе летучести при широком распространении в природе высоколетучей CO_2, 4) при высоком содержании CO_2 в полости-акцепторе понижается растворимость золота и начинается его осаждение, 5) при достижении равновесия по давлению система «поровые растворы — вмещающая порода (кварц, сульфиды) — полости-акцепторы» оказывается разбалансированной по CO_2, что вызывает обратную диффузию: из полости в поровые растворы; происходят уменьшение CO_2 в полости-акцепторе и приостановка в отложении золота, осаждается серебро.

Ф. Н. Шахов [1964] подчеркивал, что типичные альпийские жилы можно рассматривать как начальную стадию образования обыкновенных жил. Вопрос об одноактности или многоактности поступления вещества в пределы рудных тел продолжает дискутироваться, но периодическое действие тектонических напряжений и температуры на вещество рудных тел неоспоримо выражается в последовательном (стадийном) отложении различных минеральных ассоциаций в широком проявлении перекристаллизации, переотложения и перераспределения вещества. В настоящее время общеизвестно, что одностадийные рудные тела слабозолотоносны.

В результате анализа содержаний металлов в растворах включений трех месторождений (Берикульского, Гавриловского и Салаирского) выявлена отчетливая их разница: Au — 7,3 : 1 : 3,6; Ag — 1 : 4 : 14; Pb — 1,4 : 1 : 4; Ni — 1 : 4,4 : 10; Co — 1 : 2,7 : 9; Ag : Au = 0,55, 16, 19; Ni : Co = 64, 105, 68 соответственно. Приведенные соотношения отражают особенности состава и ценности руд, которые могут быть успешно использованы при их прогнозной оценке.

Из всего вышеизложенного вытекает, что оценка золоторудного объекта прежде всего заключается в установлении благоприятной его геолого-структурной позиции: а) большая мощность рудовмещающих пород, характеризующихся исходным для рудообразующего процесса повышенным содержанием золота (6—10, иногда до 100 мг/т и более) или подстилаемых таким субстратом; б) наличие долгодействующего генератора энергии (магматический очаг, глубинный разлом и др.), который привел к созданию руд; в) наличие проницаемых структур, способствующих длительному проникновению рудообразующих флюидов, «пропариванию» пород в большом объеме; г) развитие рудовмещающих структур

на значительную глубину. Чем слабее выражена вертикальная минеральная зональность руд и вмещающих метасоматитов и чем ниже температурный градиент их формирования, тем более вероятна протяженность руд на глубину [Щербаков, Рослякова, 1970], которая может быть уточнена по следующим геохимическим критериям.

1. Более широкий сравнительно с бедными месторождениями спектр редких подвижных гетерофильных элементов (Te, Bi, Pb, Hg и др.) в рудах и околорудных породах в повышенных (на 1—2 порядка против кларковых) содержаниях служит признаком перспективности объекта.

2. Чем выше среднее содержание и дисперсия распределения золота и сопутствующих ему элементов, а также летучих компонентов (B, F, S, Cl, C и др.) во вмещающих гидротермально измененных породах и чем больший объем пород характеризуется этими параметрами, тем (при прочих равных условиях) богаче руды и больше их запасы [Рослякова, Росляков, 1975; Гундобин, 1983; Пузанов, 1983; Гундобин, Петровская, 1986].

3. Повышению ресурсов месторождений соответствует увеличение диапазона коэффициентов относительной концентрации (ОК) [Щербаков, 1979] пар геохимически родственных элементов во вмещающих породах из числа главных рудообразующих: Ag/Au, Cu/Au, Pb/Cu, Mo/Cu и др., что характеризует усиление степени дифференцированности вещества пород в результате их гидротермального метаморфизма, наиболее интенсивно проявленного в до- и предрудный периоды [Рослякова и др., 1983].

4. Проявление в гидротермально измененных породах так называемой надрудной ассоциации элементов показывает, что рудное тело полностью располагается глубже исследованного горизонта, но о вертикальной его протяженности можно судить по распределению лишь околорудных элементных ассоциаций. Устойчивость или без выраженной направленности изменение по вертикали состава элементов в околорудных ореолах и их содержаний (прежде всего Au), а также значений их ОК свидетельствуют о распределении оруденения на глубину, значительно превышающую исследованную. Чем меньше протяженность объекта на глубину, тем резче выражены однонаправленные изменения названных параметров и K/Na [Рослякова и др., 1983; Гундобин, 1983]. При этом переход от надрудных ореолов к ореолам на уровне рудных тел в расчет не принимается.

5. Богатые рудные тела отличаются высокой контрастностью ореольных зон золота и других элементов, типоморфных для данного типа руд, значительной их шириной (до сотен метров, в зависимости от состава вмещающих пород). Затухание контрастности этих зон и их сужение показывают несомненное выклинивание оруденения.

6. Не менее важным показателем большой вертикальной протяженности руд служит устойчивость на глубину состава и содержаний элементов-примесей в минералах руд и околорудных метасоматитов.

7. Перечисленные геохимические критерии (состав элементов в околорудных ореолах; дисперсия их содержаний и ОК, контрастность и ширина ореолов, а также большой разброс содержаний Au, Ag, Pb, Zn, Cu в растворах включений, извлеченных из жильных минералов, лучше всего из кварцев) являются надежными и в случаях подсечения бедных участков рудных тел и даже их пережимов, когда богатые руды удалены до 50 м, а по составу элементов-примесей в минералах и отдельных фракциях метасоматитов — до 200 м [Росляков, Звягин, 1972] по латерали и по вертикали.

Все сказанное в равной мере относится и к месторождению в целом, и к отдельным его рудным телам. Если месторождение представлено кулисообразно и эшелонированно расположенными рудными телами, то при прогнозировании его на глубину сравнивать следует примерно одинаковые уровни (верхний, средний, нижний) индивидуальных рудных тел.

В. И. Силаев

ПАРАДИГМА ГЛОБАЛЬНОЙ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ И ПЕРСПЕКТИВЫ МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ РУДОНОСНОСТИ

Прогресс в металлогенических исследованиях в значительной степени зависит от развития фундаментальных классификаций химических элементов, фактически учитывающих геологическую специфику геохимической дифференциации. Определенный успех в этом отношении может быть связан с использованием системы согласованных классификаций химических элементов Ю. Г. Щербакова [Щербаков, 1965, 1976а, б], базирующихся на парадигме необратимой геохимической эволюции Земли. Согласно расчетам Ю. Г. Щербакова, распределение химических элементов в Земле является закономерно дифференцированным. По признаку преимущественного накопления в различных планетарных зонах выделяются пять групп химических элементов, характеризующихся контрастными «центробежно-центростремительными» (ЦЦС) свойствами: центростремительные ($Ц_1$), накапливающиеся в центре Земли; минимально-центробежные ($Ц_2$), концентрирующиеся в земной коре, но распределенные равномерно между базальтовым и осадочно-гранитным слоями; дефицитно-центробежные ($Ц_3$), преимущественно накапливающиеся в осадочно-гранитном слое; центробежные ($Ц_4$), содержание которых возрастает к верхним слоям земной коры; максимально-центробежные ($Ц_5$), концентрирующиеся в подвижных (водной и воздушной) оболочках Земли. В настоящее время достаточно убедительно показано, что глобальная геохимическая дифференциация находит свое выражение в значимых различиях рудных формаций и на уровне общих металлогенических закономерностей [Щербаков, 1976а, б]. На этой основе разработана система методов определения геохимических координат рудных формаций, степени разобщения месторождений и источников их вещества, глубинности и характера рудогенерирующих очагов [Щербаков, 1983, 1984].

Гораздо проблематичнее, на первый взгляд, выглядит вопрос геохимической дифференциации по Ю. Г. Щербакову в масштабах рудных районов, полей, месторождений и рудных тел. Однако анализ накопленных материалов [Федорчук, Никифоров, 1958; Овчинников, 1964; Овчинников и др., 1974; Барсуков и др., 1981] приводит к убеждению, что основная тенденция дифференциации химических элементов в масштабе конкретных рудных объектов согласуется с глобальной закономерностью химической геодифференциации. Этот вывод вытекает из следующих посылок.

Горизонтальная и вертикальная геохимическая зональность, устанавливаемая различными авторами на разнообразных рудных месторождениях, практически всегда сводится к более или менее четкой дифференциации элементов по признаку их ЦЦС. В направлении вектора прямой зональности, как правило, наблюдается тренд от элементов более центростремительных к более центробежным. Так, в сульфидных месторождениях [Лапухов, 1976] генеральный ряд прямой зональности имеет обычно следующий вид (в скобках — ЦЦС элементов): Cu ($Ц_1$) — Zn($Ц_2$) — Pb ($Ц_4$) — Ba ($Ц_4$).

Так называемые коэффициенты зональности, изобретаемые по каждому частному поводу, оказываются тем полезнее для выявления скрытой неоднородности месторождений и геохимических ореолов, чем контрастнее по признаку ЦЦС элементы сгруппированы в числитель и знаменатель. При этом все арифметические процедуры, выбираемые для расчета коэффициентов (аддитивных, мультипликативных), отражают, в сущно-

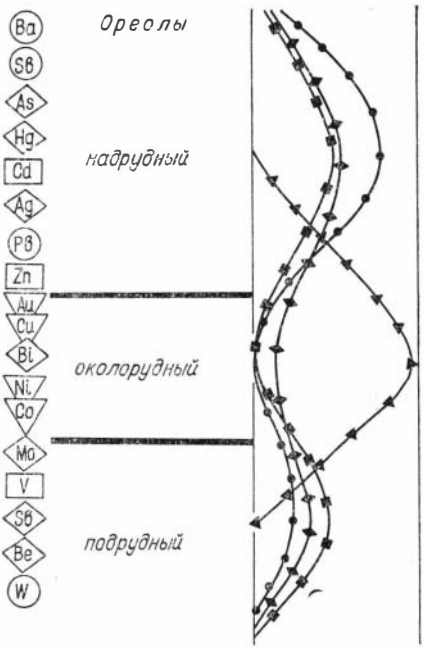


Рис. 1. Дифференциация элементов по их центробежно-центростремительным свойствам (ЦЦС) в ряду зональности первичных геохимических ореолов.

Членение ряда дано по Л. Н. Овчинникову [1976], кривыми показаны частоты встречаемости в ореолах элементов, относящихся к группам центростремительных (треугольники), минимально-центробежных (квадраты), дефицитно-центробежных (ромбы), центробежных (кружки).

сти, интуитивное стремление авторов усилить фактор различия элементов-индикаторов по их ЦЦС.

В связи с этим значительный интерес представляет обзор изобретений в области способов геохимических поисков. Приведем два примера.

1. «Способ определения уровня среза ореолов золоторудных месторождений». Авторы предлагают коэффициент зональности $Ag(Ц_3)\cdot Pb(Ц_4)\cdot Sb(Ц_4)/Cu^2(Ц_1)As(Ц_3)$, величина которого уменьшается в направлении сверху вниз по падению рудных тел. Очевидно, что «работа» этого коэффициента обусловлена контрастностью по ЦЦС элементов, сведенных в числитель (более центробежные) и знаменатель (более центростремительные). Обращает на себя внимание возведение в степень содержания меди — самого центростремительного элемента в коэффициенте, что, несомненно, усилило чувствительность коэффициента.

2. «Способ геохимических поисков скрытых контактово-метасоматических железорудных месторождений», также базирующийся на использовании мультипликативного коэффициента зональности

$$Ti(Ц_2)\cdot V(Ц_2)\cdot Cr(Ц_1)\cdot B(Ц_4)\cdot Ba(Ц_4)\cdot Sr(Ц_4)\cdot Sc(Ц_2)\cdot Zr(Ц_4)\cdot Mn(Ц_2)\times$$
$$\times Co(Ц_1)\cdot Ni(Ц_1)\cdot Zn(Ц_2)\cdot Cu(Ц_1)\cdot Pb(Ц_4)\cdot Ag(Ц_3)\cdot Mo(Ц_3).$$

Здесь улавливается определенное разобщение элементов числителя и знаменателя по их ЦЦС, но менее контрастное. И как результат менее удачной, чем в предыдущем случае, «конструкции» коэффициента он оказался менее чувствительным к вертикальной зональности.

Таким образом, приведенные примеры, число которых может быть как угодно велико [Карцов, Малахов, 1973; Кравченко, 1975; Санин, Токарев, 1977; Григорян, Овчинников, 1983], показывают, что в основе вывода индикаторов геохимической зональности лежит дифференциация в пространстве химических элементов по признаку их ЦЦС.

Наконец, обобщенный ряд зональности геохимических ореолов, выведенный С. В. Григоряном и Л. Н. Овчинниковым [1983] и зарегистрированный, как известно, в качестве научного открытия, отчетливо иллюстрирует совмещение тенденций смены центростремительных элементов более центробежными в направлении снизу вверх и в стороны от рудных тел (рис. 1). Нам представляется, что открытая и хорошо обоснованная Л. Н. Овчинниковым и С. В. Григоряном закономерность — частное выражение более общего закона глобальной геохимической эволюции.

Очевидные признаки направленной геохимической дифференциации элементов в рудных месторождениях приводят к идее ее сознательного использования при топогеохимических и топоминералогических исследованиях [Силаев, 1982б]. Однако при этом возникает несколько методических вопросов.

Во-первых, встает вопрос о непосредственных объектах исследований. Весь опыт геохимических исследований показывает, что оба вариан-

та — породный (рудный) и минеральный — в принципе приемлемы, но последний дает, разумеется, более контрастные результаты и поэтому более предпочтителен. Наиболее отчетливо преимущество минералого-геохимического варианта исследований выступает при изучении локальных закономерностей в условиях малых градиентов изменчивости.

Во-вторых, использование минералов как носителей геохимической информации требует разработки вопроса природы их малых элементов. Наша позиция в этом вопросе сводится к следующему. В настоящее время прямыми и косвенными методами установлено, что подавляющая часть элементов-примесей является неструктурной, т. е. обусловленной вхождением в минерал-хозяин минералов-узников в виде микро- и ультравключений [Бадалов, Поваренных, 1967]. К числу прямых доказательств можно отнести данные рентгеноструктурного анализа, электронной микроскопии, радиоспектроскопии, селективного растворения. В качестве косвенных признаков неструктурного вхождения элементов-примесей в минералы выступают, в частности, характер корреляционных соотношений между элементами, присутствие в породах и рудах собственных минералов, отвечающих элементам-примесям, кристаллохимические соображения. Давая общую оценку характера минералого-геохимической информации, мы приходим к выводу о том, что, поскольку содержание элементов-примесей в минералах определяется в основном включениями «микроминералов», то выявляющиеся по малым элементам закономерности представляют собой закономерности микро- и ультраминералогические. Исследование последних «...открывает огромные возможности не только для понимания генезиса минералов, но и для определения истории их развития, для установления закономерностей распределения микропримесей, для диагностики геологических процессов» [Сидоренко, 1977, с. 131]. Отметим также, что в последние годы изучение микроминералогии начинает оформляться в самостоятельное и весьма продуктивное научное направление [Чеботарев, Конеева, 1985].

В-третьих, минералого-геохимические исследования — вопрос геохимических индикаторов. Ю. Г. Щербаковым в качестве таких индикаторов предложены коэффициенты относительной концентрации (ОК) — отношения концентраций отдельных (обычно близких по ЦЦС) элементов в исследуемых объектах, нормированные по соответствующим отношениям в метеоритах и базальтоидах. В приложении к рудным формациям и металлогеническим комплексам, характеризующимся значительными градиентами геохимических различий, такие индикаторы эффективны. Но при переходе к объектам более локальным, вплоть до рудных тел, градиенты изменчивости сокращаются, возрастает роль «шумов», вносимых деталями геологической ситуации объектов, и контрастность различий по признаку ОК уменьшается. Наш опыт показывает, что чем менее контрастны систематические различия, чем локальнее закономерности, подвергаемые анализу, тем более явно выступает преимущество обобщенных критериев при изучении генеральных тенденций. В качестве таких критериев мы предлагаем использовать при минералого-геохимических исследованиях групповые содержания малых элементов, контрастных по ЦЦС, принимая за основу классификацию элементов по Ю. Г. Щербакову (группы $Ц_1$ — $Ц_4$).

В-четвертых — расчет индикаторных геохимических показателей. Поскольку абсолютные концентрации элементов-примесей сильно зависят от частностей геологической ситуации, мы предлагаем оперировать их относительными концентрациями, т. е. абсолютными групповыми концентрациями элементов, нормированными по общей концентрации элементов-примесей в исследуемых минералах или породах (рудах). Следовательно, предлагается перейти к пропорциям, т. е. конституционным (вещественно-структурным) геохимическим параметрам.

Суммируя все изложенное, мы выносим на обсуждение систему минералого-геохимических процедур, включающую в себя определение в

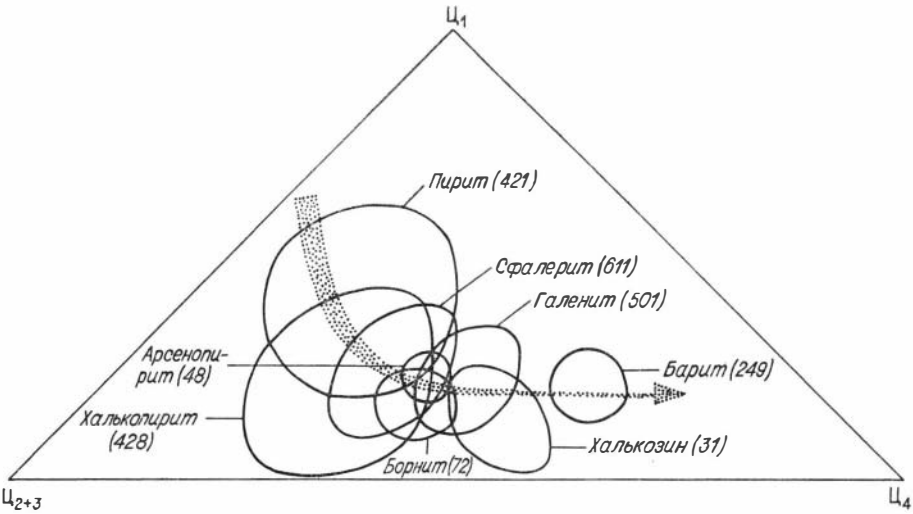


Рис. 2. Типоморфизм основных рудных минералов по ЦЦС элементов-примесей. В скобках — число анализов; стрелкой показана тенденция возрастания центробежности минералов.

минералах абсолютных концентраций элементов-примесей, расчет групповых их концентраций (по группам центробежности — центростремительности), пересчет групповых абсолютных концентраций на относительные и геологический анализ полученных данных с позиции центробежно-центростремительной дифференциации элементов в пространстве рудоносных объектов. Поскольку предлагаемая система универсальна и приемлема к изучению рудных объектов различного состава, строения, генезиса, а также независима от частных наборов химических элементов в конкретных минералах и минеральных образованиях, мы называем ее универсальным минералого-геохимическим методом исследования рудоносности (УМГ-метод). Результативность использования УМГ-метода иллюстрируется ниже материалами топоминералогических исследований Уральско-Новоземельской складчатой области и др.

Типохимизм минералов по признаку ЦЦС элементов-примесей. Исследования, проведенные на месторождениях медно-молибденовой, колчеданно-, барит-полиметаллической, золотосульфидной, стратиформной (свинцово-цинковой в карбонатных формациях и медистых песчаников) рудных формаций, свидетельствуют о статистически закономерном характере ассоциаций элементов-примесей в рудных минералах (рис. 2). Устанавливается, что в ряду пирит-халькопирит-борнит + сфалерит + арсенопирит-галенит-халькозин-барит фиксируется тенденция уменьшения относительной концентрации центростремительных элементов и увеличения концентрации центробежных. Если из приведенного ряда вычленить наиболее часто встречающиеся минералы, то мы перейдем к следующему варианту последовательности возрастания центробежности элементов-примесей в минералах: пирит-халькопирит-сфалерит-галенит-барит. Очевидно, вторая последовательность полностью совпадает с вектором классической прямой зональности в рудных месторождениях. Отсюда следует, что состав элементов-примесей в рудных минералах определенно связан с закономерным обособлением самих минералов в пространстве и отражает зональность рудных объектов. Обнаруживаемая корреляция центробежности-центростремительности минералов и ассоциаций их элементов-примесей определяется нами как принцип соответствия ЦС.

Таким образом, не только пространственная дифференциация рудных минералов, но и дифференциация их элементов-примесей являются

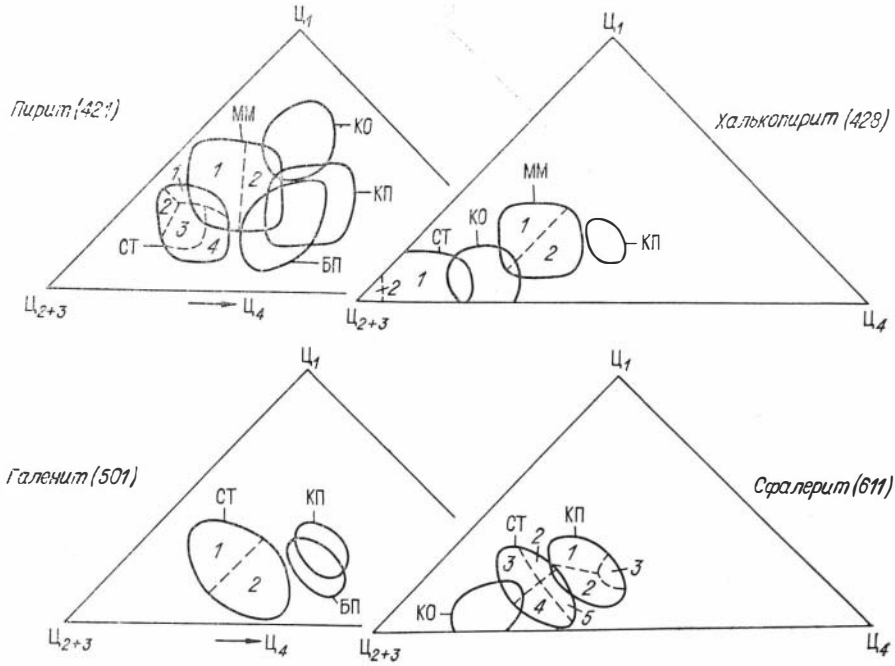


Рис. 3. Диагностика рудных формаций по ЦЦС элементов-примесей в сквозных минералах.

В скобках — число анализов; рудные формации: колчеданная (КО), медно-молибденовая (ММ), колчеданно-полиметаллическая (КП), барит-полиметаллическая (БП), стратиформная (СТ); *1—5* — минеральные типы объектов.

результатом общей геохимической дифференциации, что обеспечивает высокую эффективность использования малых элементов при изучении рудных месторождений.

Формационные различия рудных месторождений на основе минералого-геохимических критериев. Объектами исследований послужили месторождения следующих рудных формаций: колчеданной (Южный Урал)*, медно-молибденовой, колчеданно-, барит-полиметаллической (Полярный Урал), стратиформной свинцово-цинковой (Западноуральско-Вайгачский регион). Полученные данные приводят к выводу о том, что объекты изученных рудных формаций по ЦЦС элементов-примесей в сквозных минералах определенно различаются (рис. 3).

По **пириту** наиболее центростремительной ассоциацией малых элементов характеризуется колчеданная формация. С переходом от этой формации к другим центробежность ассоциаций повышается. Можно выделить две линии повышения центробежности: КО—ММ—СТ (обогащение пирита $Ц_2$- и $Ц_3$-элементами при стабильной относительной концентрации $Ц_4$-элементов) и КО—КП—БП (возрастание относительной концентрации $Ц_4$-элементов и в меньшей степени $Ц_2$- и $Ц_3$-элементов, выдержанность примерного баланса $Ц_2 + Ц_3 = Ц_4$). В пределах рудных формаций наблюдаются также некоторые геохимические различия минералогических типов месторождений. Так, в медно-молибденовой формации центробежность малых элементов пирита возрастает в направлении от молибденит-халькопирит-пиритовых (*1*) объектов к пирит-халькопиритовым (*2*), а в стратиформной это же наблюдается в ряду пирит-халькопиритовые (*1*) — сфалерит-халькопирит-пиритовые (*2*) — пирит-сфалеритовые (*3*) — пирит-галенит-сфалеритовые (*4*) и пирит-барит-галенит-сфалеритовые (*5*).

По **халькопириту** наиболее центростремительной ассоциацией элементов-примесей отличается медно-молибденовая формация (особенно место-

* Материалы по колчеданной формации представлены нам В. Н. Василенко.

рождения молибденит-халькопирит-пиритового типа). С переходом от этой формации к колчеданной и стратиформной халькопирит обогащается элементами групп $Ц_2$ и $Ц_3$, а к колчеданно-полиметаллической — $Ц_4$.

По **сфалериту** формации образуют по признаку ЦЦС элементов-примесей ряд КО — СТ — КП, в котором этот минерал существенно обогащается центробежными элементами. По **галениту** аналогичный ряд имеет вид СТ — КП + БП.

Суммируя приведенные данные, можно высказаться следующим образом. Сопоставление рудных формаций по признаку ЦЦС элементов-примесей в сквозных минералах показывает, что наиболее центростремительным характером ассоциации элементов отличаются минералы месторождений колчеданной рудной формации, типичные для эвгеосинклинальной зоны Урала. Формации миогеосинклинальной зоны в направлении возрастания центробежности элементов-примесей в сквозных минералах имеют тенденцию к выстраиванию в ряд ММ—КП—БП, т. е. в направлении увеличения разобщенности минерализации с источниками рудоносных флюидов. Интересный результат получен в отношении месторождений стратиформной рудной формации, палеотектоническая позиция которых отвечает перикратонной зоне Уральско-Новоземельской области. Согласно ЦЦС элементов-примесей основных минералов эта формация является менее разобщенной с источниками рудоносных флюидов, чем колчеданно- и барит-полиметаллическая. Последнее согласуется с ранее установленными [Силаев, 1982а] в исследуемых месторождениях признаками частичной ювенильности рудного вещества.

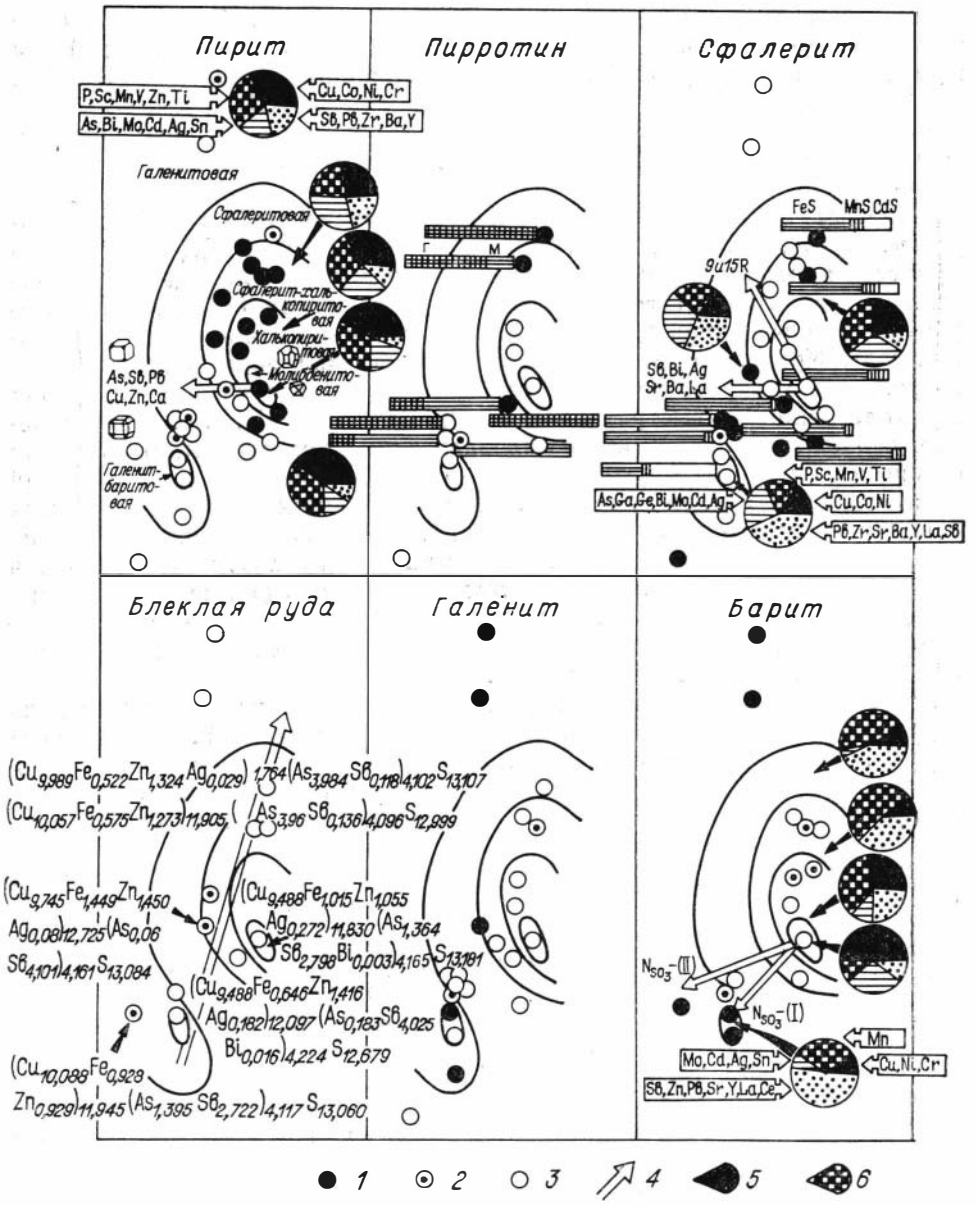
Следует добавить, что дифференциация элементов-примесей по их ЦЦС наблюдается и в рядах фаций рудных месторождений, обозначенных на рис. 3 как минеральные типы. В рамках рудных формаций (медно-молибденовой и стратиформной) центробежность ассоциаций малых элементов возрастает в направлении от стволовых фаций к апикальным.

Элементы-примеси как индикаторы рудно-минералогической зональности. Проведенные нами исследования показывают, что анализ пространственного распределения элементов-примесей с позиции их центробежно-центростремительной дифференциации не только приводит к выявлению скрытых вариантов минералого-геохимической зональности, но и существенно расширяет возможности генетической интерпретации зональности. В качестве примера рассмотрим материалы по некоторым рудным районам и месторождениям.

Саурей-Лекынтальбейский рудный узел включает объекты медно-молибденовой, колчеданно- и барит-полиметаллической рудных формаций, распределенные по разрезу в диапазоне от рифейских терригенно-вулканогенных до верхнеордовикских терригенно-карбонатных отложений [Силаев, 1982б]. По минеральному составу месторождения и рудопроявления подразделяются здесь на пять типов: молибденит-халькопирит-пиритовый, сфалерит-халькопирит-пиритовый, пирит-сфалеритовый, пирит-галенит-сфалеритовый и пирит-барит-сфалерит-галенитовый.

Анализ размещения объектов по площади указывает на определенную закономерность: молибденит-халькопирит-пиритовые и пирит-халькопиритовые тяготеют к внутренней части узла, сфалерит-халькопирит-пиритовые и пирит-сфалеритовые располагаются в его промежуточной части, а пирит-галенит-сфалеритовые и пирит-барит-сфалерит-галенитовые находятся во внешнем обрамлении. В рамках исследуемого узла выявляется генеральная минералогическая зональность, обнаруживающаяся закономерным распределением основных рудных минералов и изменением многих их свойств (рис. 4).

Исследование типохимизма сквозных минералов рудного узла показывает, что в направлении от центра расходящейся (прямой) зональности к периферии относительная концентрация минимально-центробежных и центростремительных элементов снижается, а дефицитно-центробежных и



центробежных возрастает. Обращает на себя внимание, что контрастность распределения элементов-примесей различных групп явно коррелирует с центробежностью самих минералов. Так, в пирите наиболее закономерно изменяется содержание элементов группы $Ц_1$, в халькопирите — $Ц_1$ и $Ц_2$, сфалерите — $Ц_2$, $Ц_3$ и $Ц_4$, в барите — $Ц_3$ и $Ц_4$. Следовательно, роль центробежных элементов в количественном и информационном отношениях повышается с ростом центробежности самих минералов. В целом распределение элементов-примесей в сквозных минералах отчетливо декорирует генеральную зональность рудного узла.

Ф р а й б е р г с к о е полиметаллическое месторождение, по данным Л. Бауманна, характеризуется скрытой зональностью, индикатором которой служит распределение элементов-примесей в сфалерите (рис. 5, *I*). В рамках зональности месторождения выделяются три зоны, сфалерит которых в направлении от внутренней к внешней последовательно обогащается (In + Co + Cu) — Sn — (Ge + Te + Ag). Учитывая ЦЦС приведенных элементов, можно утверждать, что в направлении вектора зо-

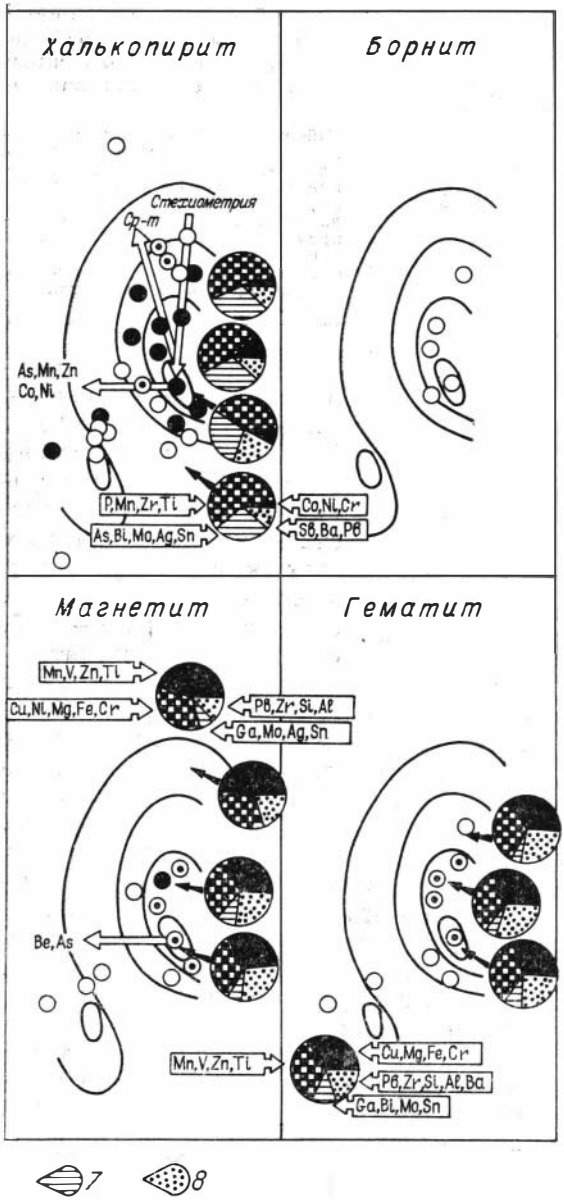


Рис. 4. Поминеральные карты-схемы Саурей-Лекынтальбейского рудного узла с элементами генеральной минералогической зональности.

1—3 — относительные содержания минералов (отн. %) в объектах: более 10 (*1*), 1—10 (*2*), менее 1 (*3*); *4* — векторы увеличения конституционных характеристик сквозных минералов; *5—8* — относительные концентрации групп элементов-примесей в минералах: $Ц_1$ (*5*), $Ц_2$ (*6*), $Ц_3$ (*7*), $Ц_4$ (*8*).

нальности месторождения происходит тренд от элементов более центростремительных к более центробежным. Следовательно, здесь мы имеем дело с малоконтрастной зональностью расходящегося типа, в рамках которой внутренняя зона соответствует ядру месторождения, а внешняя — его периферии.

Свинцово-цинково-флюоритовая минерализация Подольского Приднестровья [Нечаев, 1972] имеет зональное строение по пространственному распределению сфалеритовых, галенитовых и флюоритовых проявлений (см. рис. 5, *II*). В направлении вектора зональности происходит смена сфалеритовой минерализации галенитовой и далее флюоритовой. Данные по элементам-примесям в сфалерите, сквозном минерале района, показывают, что в направлении вектора зональности в сфалерите снижается концентрация центростремительных и минимально-центробежных элементов (Cu, Co, Ni, Ti, Fe) и повышается дефицитно-центробежных и центробежных (Ag, Pb). Таким образом, явно устанавливается, что минерализация Подольского Приднестровья обладает веерообразно расходящейся зональностью с центром, выраженным зоной сфалеритовых рудопроявлений.

Район гидротермальной полиметаллической минерализации Слокен-Кемп, согласно результатам тренд-анализа распределения элементов-примесей в сквозных минералах, выполненного К. Синклайром, имеет концентрическую зональность. Индикаторами зональности служат концентрации серебра в галените, мышьяка в пирите, олова в сфалерите, возрастающие в направлении от периферии района к его центру (см. рис. 5, *III*). Все три индикаторных элемента относятся к дефицитно-центробежным, а минералы (пирит, сфалерит, галенит) по ЦЦС явно контрастны. Наша интерпретация наблюдающейся зональности сводится к следующему. Обогащение пирита и сфалерита, минералов относительно центростремительных по сравнению с галенитом, дефицитно-центробежными элементами в направлении к центру рудного района свидетельствует

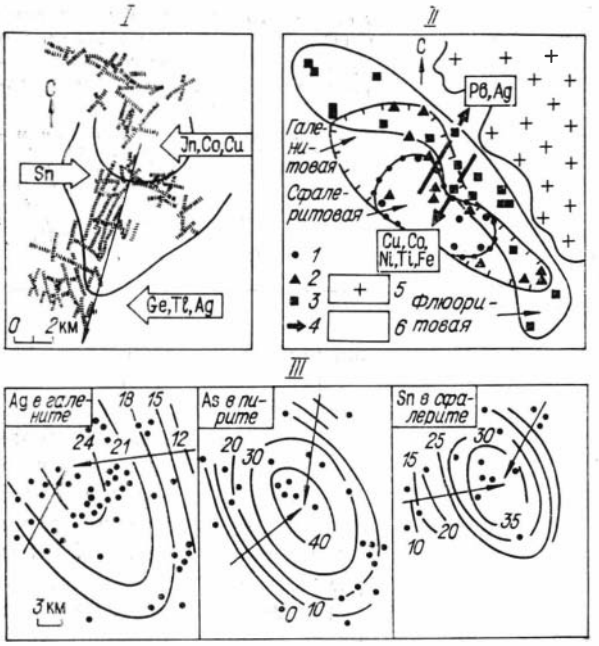


Рис. 5. Выявление скрытой зональности рудных районов по ЦЦС свойствам элементов-примесей в сквозных минералах.

Районы: *I* — Фрайбергский; *II* — Подольское Приднестровье; *III* — Слокен-Кемп. *1—3* — рудопроявления сфалеритовые (*1*), галенитовые (*2*), флюоритовые (*3*); *4* — вектор увеличения содержания элементов-примесей в сфалерите; *5* — выходы кристаллического фундамента; *6* — осадочный чехол; стрелки — векторы прямой зональности.

о том, что его генеральная зональность является сходящейся (обратной). В связи с этим весьма показательны оценки градиентов зональности, рассчитанные нами для всех трех сквозных минералов: мышьяк в пирите—5,48, олово в сфалерите —3.07, серебро в галените — 0,01 ‰/км. Таким образом, градиенты зональности явно коррелируют с контрастностью различий по ЦЦС минералов и их элементов-примесей:чем контрастнее эти различия, тем выше градиент, тем отчетливее проявляется минералого-геохимическая зональность. Следует, наконец, отметить, что характер генеральной зональности района Слокен-Кемп дает основание определить его как зону минералогенетической интерференции [Силаев, 1984]. Последнее приводит к выводу, что исследуемый район представляет собой лишь элемент гигантской многоочаговой гидротермальной палеосистемы. Научное и практическое значение этого заключения очевидно.

Описанные выше примеры вносят, как мы надеемся, некоторую ясность в вопрос эффективности УМГ-метода. Необходимо подчеркнуть, что использование этого метода в отношении районов Подольского Приднестровья и Слокен-Кемп привело к новым выводам.

Зональность рудных месторождений, отражающуюся в распределении элементов-примесей, рассмотрим на примере Лекынтальбейского молибденит-халькопирит-пиритового месторождения (Полярный Урал). Оно представляет собой единую согласную зону субмеридионального простирания, протягивающуюся с севера на юг на 4,5—5 км. Рудовмещающие породы относятся к отложениям рифейского возраста и представлены гидротермально измененным серицит-хлорит-альбит-кварцевыми гнейсами и сланцами. Выявлена малоконтрастная зональность распределения типов руд. Молибденит-борнит-халькопиритовые и молибденит-пиритовые руды тяготеют к центральной части месторождения, а в направлении к северу и югу происходит последовательная смена молибденит-борнит-халькопиритовых руд халькопирит-пиритовыми, халькопирит-сфалерит-пиритовыми и пиритовыми. Отмеченная зональность подчеркивается закономерными вариациями состава и свойств пирита (рис. 6). В рамках минералогической зональности на месторождении выделены центральная молибденитовая и последовательно сменяющие ее к северу и югу халькопиритовая и сфалерит-халькопиритовая зоны.

Одним из эффективных индикаторов минералогической зональности Лекынтальбейского месторождения служит состав элементов-примесей в пирите. Исследования показали, что в направлении от молибденитовой зоны к халькопиритовой и далее сфалерит-халькопиритовой в пирите возрастает относительная концентрация более центробежных элементов и сокращается более центростремительных. Показателем пространствен-

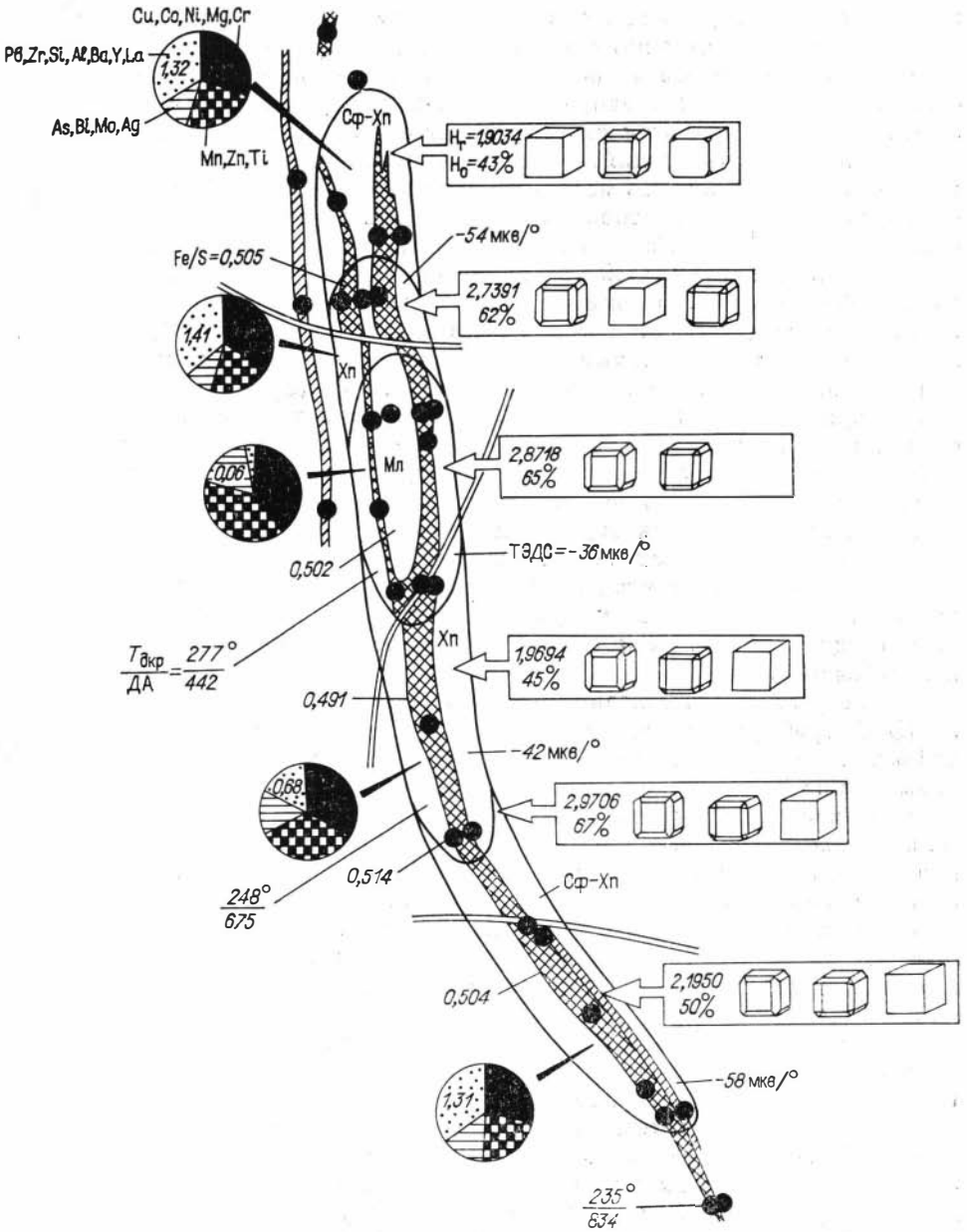


Рис. 6. Проявление минералогической зональности Лекынтальбейского молибденит-халькопирит-пиритового месторождения в свойствах пирита.

Минеральные зоны: молибденитовая (Мл), халькопиритовая (Хп), сфалерит-халькопиритовая (Сф-Хп). Круговые диаграммы показывают относительные концентрации групп элементов-примесей пирита (см. усл. обозн. на рис. 4), цифра на диаграммах — отношение $Ц_4/Ц_1$.

ной дифференциации элементов-примесей по признаку их ЦЦС служит отношение $Ц_4/Ц_1$, изменяющееся в том же направлении от 0,06 до 1,31—1,41.

ВЫВОДЫ

Установленная тенденция к дифференциации по признаку ЦЦС малых элементов в рудных месторождениях согласуется с тенденцией глобальной геохимической эволюции по Ю. Г. Щербакову, что дает основание рассматривать минерало-геохимическую дифференциацию в процессах рудообразования как составной элемент необратимой геохимической

эволюции Земли. Разобщение элементов-примесей минералов и руд наблюдается в месторождениях различных рудных формаций и проявляется в однообразном понижении роли центростремительных элементов и возрастании центробежных в направлении вектора прямой зональности. При этом масштаб и контрастность дифференциации, характеризующие месторождения разных формаций, существенно различаются. Можно предполагать, что центробежность ассоциации элементов-примесей отражает степень разобщенности месторождений с источниками рудного вещества и общий уровень дебазификации металлопродуцирующего субстрата.

На фоне геохимической дифференциации, наблюдающейся на уровне рудных формаций, обнаруживается также разделение элементов-примесей по их ЦЦС на фациальном уровне. Последнее проявляет себя в направленном изменении типохимизма минералов в месторождениях разных минеральных типов. Именно эта (более частная) дифференциация приводит к формированию минералого-геохимической зональности рудных районов и полей. Анализ соответствующих материалов убеждает, что перераспределение малых элементов в пользу центробежных происходит в направлении вектора прямой зональности как следствия прогрессирующей геохимической эволюции гидротермальных палеосистем.

Наконец, при переходе к месторождениям мы сталкиваемся с еще более локальным вариантом геохимической эволюции, общая направленность которой, судя по имеющимся у нас данным, остается той же самой, т. е. сводится к перераспределению элементов-примесей в пользу более центробежных.

Универсальность тенденций обособления элементов, различающихся по ЦЦС, требует постановки вопроса об общей причине наблюдающейся дифференциации. Не претендуя на решение этого вопроса, мы обращаем внимание на следующее обстоятельство. Анализ состава групп центробежности — центростремительности показывает, что группа центростремительных элементов концентрирует сидерофилы, минимально- и дефицитно-центробежных — халькофилы, центробежных — литофилы. Таким образом, обнаруживается, что разделение элементов по ЦЦС происходит в соответствии с их склонностью к самородному состоянию, сродством к сере и кислороду. На основании этого мы предполагаем, что одним из ведущих факторов геохимической дифференциации выступает эволюция окислительно-восстановительного потенциала. Именно универсальность эволюции окислительно-восстановительных условий минералообразования в земной обстановке приводит к воспроизводимости тенденций обособления элементов в минеральных системах различного масштаба.

В заключение отметим, что ясный концептуально и простой по воплощению УМГ-метод дает возможность оперативно и осознанно вести обработку массовых геохимических данных. Внедрение его в геохимическую практику резко упростит и ускорит обработку геохимической информации, связанной с определением критериев (коэффициентов) зональности и перспективной оценкой аномалий, поможет унифицировать всю процедуру рутинных геохимических расчетов.

Ю. Г. Щербаков

ГЕОХИМИЯ В МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОМ АНАЛИЗЕ

Зависимость закономерностей состава и размещения рудных месторождений от свойств химических элементов изучается давно, но строгих количественных выражений этой зависимости до сих пор мало. Необходимость систематических исследований геохимии отдельных элементов, рудных месторождений и районов для выявления фундаментальных

закономерностей их связи была очевидна для крупнейшего в Сибири знатока рудной геологии Феликса Николаевича Шахова. Один из основных выводов, к которым он пришел,— установление состава пород, за счет которых формируется большинство гранитоидных массивов и в которых циркулируют горячие растворы разного происхождения в качестве главного фактора, определяющего состав связанного с теми и другими оруденения [Шахов, 1966]. Этот вывод противопоставлялся представлению об исключительно глубинной металлогенической «специализации» гранитоидов и ориентировал геологов на изучение содержаний рудообразующих металлов — золота, меди, свинца, цинка, бериллия, железа, урана и других в вулканических и осадочных породах, вмещающих и подстилающих месторождения. Развивались принципы и методы геохимического картирования в разных масштабах, появлялась новая информация об условиях образования разного типа и различной геологической позиции рудных месторождений. По мере накопления геохимических данных все более актуальным становился выбор средств и приемов их обработки и сопоставления. Геохимики 50—60-х годов, используя методы математической статистики, охарактеризовали основные тенденции распределения элементов в рудогенерирующих и рудообразующих системах, установили их полимодальность и все более логнормальный тип по мере увеличения рудных концентраций. Однако установлению более глубоких закономерностей рудообразования (в том числе региональных, отображаемых на мелкомасштабных металлогенических картах) и связей их с теми или иными свойствами элементов препятствовала несопоставимость классификаций и классификационных оснований членения химических элементов, горных пород, рудных месторождений, структурно-формационных зон и т. д.

Разрабатывая геохимическую систематику не только элементов, но и объектов более высоких уровней организации вещества — минералов, пород, геологических (в том числе рудных) формаций и провинций, Ю. Г. Щербаков [1965] в качестве исходных параметров использовал отношения средних содержаний элементов в главнейших, реперных, лишь очень отдаленно связанных природных системах — метеоритах, базальтоидах и глинистых сланцах, отражающих приближенно составы соответственно протопланетного вещества, первичной океанической и континентальной осадочно-гранитоидной земной коры. Рекомендуя к опубликованию эту первую попытку систематики элементов по общим выраженным количественно глобальным тенденциям распределения, Ф. Н. Шахов отметил, что она «...дает оригинальное геохимическое обоснование идеи зависимости состава рудных концентраций от состава материнских магм», и пожелал, чтобы пока очень лаконично сформулированные принципы были развернуты автором в дальнейших работах *. Это «развертывание» продолжается уже более 20 лет. Поскольку оно ориентировано на выявление возможностей использования информации о содержаниях и соотношениях металлов в породах и рудах для объяснения закономерностей рудообразования во времени и пространстве, здесь уместно подвести итог выполненным в этом направлении и не претендующим на полную завершенность исследованиям. Главный их результат, пожалуй, определение и практическое применение для генетических конструкций и прогнозирования фундаментального, на наш взгляд, геохимического свойства элементов и более сложно организованных природных систем (минералов, пород, геологических, в том числе рудных, формаций, провинций и геосфер)— их центробежности — центростремительности взаимного пространственного соотношения.

---

* Архив Ф. Н. Шахова в Сибирском отделении АН СССР, г. Новосибирск, рукопись № 7 «О геохимической классификации элементов, предложенной Ю. Г. Щербаковым», датированная 14.12.64.

В результате разделения в силовых полях Земли всех подвижных соединений элементов, разных в каждом геологическом процессе, их ассоциаций происходит разобщение, при котором центробежные элементы, минералы, породы накапливаются во внешних, периферических фрагментах эндо- и экзогенных природных систем, а центростремительные — во внутренних, корневых, центральных. Многообразие природных процессов и форм нахождения в них подвижных соединений приводит к резкому несоответствию тенденций реального распределения элементов, а вслед за ними — минералов и пород в гравитационных полях систем их собственным удельным весам и иным отдельно взятым физическим или химическим свойствам. Для преодоления подобных сложностей неучитываемого и переменного сочетания и воздействия каждого физического или химического свойства элемента на его глобальные, региональные или локальные тенденции пространственного распределения мы избрали путь прямой количественной регистрации и сопоставления их содержаний в исходном протопланетном метеоритном веществе Земли (μ) и глинистых сланцах (c), отражающих более других пород средний состав наиболее развитой геохимически земной коры континентального типа. Таким образом, для элементов с низкими значениями отношения c/μ (особенно составляющими сотые и тысячные доли) характерны центростремительные тенденции распределения в Земле, а для элементов, накапливающихся в земной коре относительно исходного вещества — центробежные свойства. Центробежность — центростремительность элементов, следовательно, представляет собой статистически установленное их стереогеохимическое свойство преимущественного накопления соответственно в континентальной коре Земли или в ее более глубинных зонах.

Поскольку глубинные и протекающие на земной поверхности процессы дифференциации вещества существенно отличаются, а образование земной коры континентального типа обязано сочетанию тех и других, нами рассмотрены также для всех элементов отношения ν/μ и c/ν, где ν — среднее содержание элемента в базальтоидах океанической коры. Отношение ν/μ отражает результат первичной дифференциации протопланетного вещества и характеризует начальную, или эндогенную, центробежность (при $\nu/\mu > 1$) элементов, которая, как оказалась в большинстве случаев, более всего прямо пропорциональна их сродству с кислородом, потому отношение ν/μ элементов в какой-то мере можно рассматривать в качестве статистического показателя их относительной оксифильности. Отношение c/ν отражает преимущественное сродство элементов с кремнием и алюминием (при $c/\nu > 1$) или с железом и магнием (при $c/\nu < 1$). Элементы с $c/\nu > 1$ названы соответственно сиалическими (s), ибо накапливаются они более в континентальной коре сиалического типа, в противоположность элементам фемическим (f) ($c/\nu < 1$), т. е. содержания которых в континентальной коре не возрастают сравнительно с корой океанической. Это отношение c/ν, ранее названное нами «коровой» центробежностью, пожалуй, лучше именовать «экзогенным», так как оно определяется в значительной мере фракционированием вещества в экзогенных процессах. Произведение этих двух коэффициентов центробежности (сиаличности — фемичности) $\nu/\mu \cdot c/\nu = c/\mu$ характеризует степень общей центробежности каждого элемента. Разные соотношения коэффициентов позволяют выделить промежуточные (во многом своеобразные) по своим особенностям распределения в природных системах группы минимально- и дефицитно-центробежных элементов, что в химическом аспекте более всего соответствует фемическим оксифилам и сиалическим гетерофилам [Щербаков, 1982]. Каждый из выделенных четырех классов элементов подразделен на группы более и менее подвижных в зависимости от статистически большей или меньшей разобщенности их концентраций с источниками выноса. Каждая из выделенных групп элементов обогащает или обедняет конкретные природные системы.

Для металлогенического анализа, проводимого в различных масштабах и с различными задачами, существенны все отмеченные свойства элементов, а также минералов, горных пород, рудных месторождений и провинций — их фемичность — сиаличность, центробежность — центростремительность, в том числе эндогенная, экзогенная и общая.

Для характеристики основных закономерностей металлогенического развития перечисленных природных систем можно использовать эти геохимические свойства. Так, глобальная зональность и последовательность изменения состава рудных месторождений по мере развития земной коры (с раннего архея) состоит в расширении спектра их состава от центростремительных ассоциаций фемических гетерофилов средней части Периодической системы Д. И. Менделеева Fe, Ni, Cr, Pt, Mg, Au и др. при наименьших значениях их ОК до максимально-центробежных летучих H, C, Cl и наиболее подвижных сиалических оксифилов Li, K, Rb, U и др., более всего концентрирующихся в завершающих тектонические циклы платформенных чехлах и парагеосинклиналях. Это главным образом элементы самой периферии таблицы Периодической системы. Эволюционная сиализация первично-фемической коры последовательно расширяет спектр элементов эпигенетических месторождений миогеосинклиналей сперва сиалическими оксифилами (Ta, Nb, W, Th и др.), а затем гетерофилами (Mo, Sb, As, Ag и др.), наиболее подвижные из которых характерны для зон тектономагматической активизации и нередко связаны с щелочными (в том числе латитовыми) комплексами. Таким образом, эволюция составов природных систем и их зональность проявляются в накоплении более подвижных в каждом процессе, а в среднем статистически относительно более центробежных элементов, т. е. со все более высоким значением c/μ на периферии гравитационных и чаще всего тепловых полей, а центростремительных — к их центру, к их «стержневым» зонам.

Нами отмечалась периодическая зависимость всех упомянутых тенденций пространственного и временно́го распределения элементов от зяряда их ядер и, следовательно, от положения их в Периодической системе. Эта зависимость наблюдается в асимметричном повышении центробежности элементов к периферии таблицы, в ее развертке по длинным периодам от занимающих центральное в ней положение наиболее центростремительных платиноидов. Стереогеохимическая, таким образом, зональность Земли отражена в зональности Периодической системы. Продолжительность циклов элементов для которых она определена, также уменьшается к началу и концу периодов и тем самым проявляет обратно пропорциональную связь с их центробежностью. Для собственно магматических систем и связанных с ними рудных месторождений подобного рода зависимость, зональность составов и последовательность проявления в геологической истории земной коры прослеживаются в табл. 1, отражающей генетическое и пространственное, вернее стереогеохимическое соотношение наиболее полно и точно аттестованных геостандартов главных типов пород и близость их к геохимическим типам гранитоидов и базитов, выделенным Л. В. Таусоном [1977, 1984]. Принцип выбора индикаторов при составлении табл. 1 определялся основной закономерностью геохимического развития природных систем, с преобладающим накоплением центробежных элементов в апикальных фрагментах, а центростремительных — в корневых, центральных.

Наиболее общим и интегральным индикатором степени фракционирования вещества и принадлежности любого объекта (породы, руды) к тем или иным фрагментам систем должны стать отношения долей масс центробежных и центростремительных в нем элементов сравнительно с их соотношением в исходной среде. В качестве индикатора центробежности нами использован процент доли центробежных элементов в данной пробе и соответственно в данном участке изучаемого объекта относительно суммы содержаний всех реперных элементов. Они не принадлежат ни

Таблица 1

Примеры стереогеохимической типизации геостандартов и частных кларков пород и руд по индикаторам центробежности, сиаличности и др.

Элементы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
					Фемические породы и руды					
Центробежные	Карбонаты глубоководные	T. W.	274,2	61,1	53	6,3	9,1	0,5	154,9	3,7
	Глина глубоководная	T. W.	1944	59	51,5	6,9	9,8	7,1	196,8	87,5
	Черный сланец	TS-ZGI	2453.8	59.7	21,8	10	5,16	4,4	—	—
	Габбро	SGD-1A, IGI	1204,4	73,1	51,3	4,8	0,42	16,33	367,5	68,2
	Базальт	BCR-1, USGS	1046,3	79,7	37,9	4,8	1,28	62,5	486,6	28,5
Равновесные	Морской осадок	SDO-1-3, IGI	376—1200	33—41	18,5—25,7	4,4—7,1	—	0,4—6,2	53—215	—
	Габбро-диабаз-базальт	BR-CRPG, BIR-1, BHVC-1, IB-1, 2-GSJ, W-1-2, USGS	1117—1807	26—55	9,7—33,6	2—7	0,05—1,8	0,04—57	1—43	4,5—22,2
	Средний базальт	T. W.	1109,3	51,3	26,1	4,7	1,6	7,9	22	23,6
		V.	1128,8	40,2	20,4	5,0	1,3	6,0	17	30
Центростремительные	Железорудная формация	FeR-1-3, CCRMP	86—8973	59—37	58—27,9	4,7—5,0	—	31—4	14,5—0,5	—
	Сульфидная руда	ASK-3, ASK	115 618	19,1	19,1	—	0,02	48,8	178	30
	Cu-Zn руда	PYC-1-3	46 245—160 900	1,3—11,5	1,3—11,5	—	—	—	—	—
	Гипербазиты	T. W.	3 015	2,7	1,3	3,9	2,7	1,6	$1 \cdot 10^{-5}$	21,4
		V.	4 330	1,8	0,8	3,4	0,9	2,1	$8 \cdot 10^{-4}$	22,7
	Перидотит	PCC-1, USGS	2 915	2,8	1,5	0.6	—	0,99	$1 \cdot 10^{-4}$	12,5
	Дунит	DTS-1, USGS	6 782	1,4	1,2	0,56	3,74	1,25	—	—
	Cu-Ni руда	NOR	6 291	2,8	0,25	—	0,19	1,2	—	—
	Fe-Ni руда	NOR	2333—8311	0,25	0,4—1,1	—	0,57	1,7—9,7	—	—
					Фемически-сиалические породы					

Центробежные	Граноднориты	IG-1, GSI, GSP-1, USGS	674—1814	84—91	79—87	4,0—1,9	17,8	13—14	359—208	3068—664,5
	Кварцевые латиты	QLO-1, USGS	649	83,4	72,6	1,83	1,86	30	5 430	15,5
	Средние сиениты	T. W.	1 097	87	84	14,2	10,9	5,4	14 400	92
Равновесные	Алевролит	SA-1, IGI	1 002	66,2	47	1,1	—	6,8	213	—
	Глинистый сланец	TB, ZGI	1 064	74,4	63	1,0	—	7,9	243	237
	Гранитоиды с повышенным содержанием Ca	T. W.	705	81	66,5	18,9	3,0	10,0	586	81
	Диориты	V.	734	69,8	55,8	7,9	2,3	3,9	317	41
		DR-N, ANRT	941	69,4	42,5	6,5	—	43,7	190,8	67,1
	Андезит	IA-1, GSI	464,9	64,1	35,8	11	0,4	125	155,9	6,8
		AGV-1, USGS	842,8	77,1	61,1	10	0,96	18,8	1 562	17,6
Центростремительные	Кристаллический сланец	ASK-2, ASK	1 434	57,4	42,2	9,4	9,3	7,9	1 485	30
	Гранит	GR, CRPG	1 204	51.8	45,9	19,5	1.0	3,77	—	—
	Анортозит	MOG, IGEM	435,1	58	22,8	19,8	2,9	49.4	71,7	
		AN-GSIT, IWG	274,7	45,8	16,6	33,0	—	15,3	6,5	15,2
		Сиалические породы и руды								
Центробежные	Грейзен	GnA, ZGI	7 189	98,7	98,7	14,6	551	—	—	$>2\cdot10^5$
	Средние граниты с низким содержанием Ca	T. W.	730,7	92	85	43,6	11,8	4,8	4 578	189,9
	Граниты	G-1-2, USGS	457—782	93—95	90—94	44—30,7	116—1,7	—33,3	—9259	125—103
Равновесные	Глины и средние сланцы	T. W.-V.	803—1130	93—69	75—56	2,8—12,8	5,3—3,2	6—4,5	145—146	173—104
	Средние граниты	V.	848,9	86,1	81	21,4	4,5	13,4	1 144	170
	Граниты	GA, GH, CRPG	785, 1021	85, 89	79; 88,7	29; 67	41	10—14	140	47 578
	Песчаники	T. W.	551,6	88,7	84,9	67	1,8	3,2	34.7	168,8

Примечание. 1 — название объектов; 2 — их индексы; 3 — суммарные содержания индикаторных элементов, г/т; 4 — коэффициенты их центробежности (т. е. процент содержания центробежных элементов от суммы всех индикаторных); 5 — коэффициенты их сиаличности (т. е. процент содержания сиалических индикаторных элементов от общей их суммы); 6—8 — коэффициенты относительной концентрации (ОК) пар элементов, нормированные по углистым хондритам (6 — для Si/Fe,7 — Mo/Cu, 8 — Co/Ni); 9, 10 — индикаторы Л. В. Таусона (9 — для базальтоидов: $\frac{K}{1000}\left(\frac{Ba+Sr}{Na+Cr}\right)$, 10 — для гранитоидов: $\frac{F(Li+Rb).}{Ba+Sr}$).

Название стандартов и данные по ним приведены и пересчитаны по [Geostandards..., 1984]. Источники стандартов следующие: ANRT — Association Nationale de la Recherche Technique; ASK — Analytisk Sporelement Komite, Norway; CCRMP — Canadian Certified Reference Materials Project; CRPG — Centre de Recherches Petrographiques et Geochimiques; GSJ — Geological Survey of Japan; IGEM — Institute of Geology of Ore deposits, Petrology, Mineralogy and Geochemistry, Moscow; IGI — Institute of Geochemistry, Irkutsk (USSR); IWG — International Working Group; USGS — United States Geological Survey, Reston; ZGI — Zentrales Geologisches Institut, Berlin, DDR; T. W. — данные К. Турекьяна, К. Ведеполя [Turecian, Wedepohl, 1961]; V.— данные А. П. Виноградова [1962]; NOR — данные М. Н. Годлевского (1959); РУС — данные Н. В. Арнаутова (1987); Fe-Ni — данные по составу скоплений самородного никелистого железа в Норильской интрузии (Рябов, 1985).

к числу главных петрогенных, менее чувствительных к изменениям силовых и связанных с ними геохимических полей, ни к наиболее редким, труднее определяемым и менее влияющим на общий баланс элементов. Выбраны в основном рудогенные представители малолетучих элементов, различающихся по тенденциям их глобального распределения: центростремительные гетерофилы — Cr, Ni, Co, Cu, Zn, минимально-центробежные оксифилы — V и Sc, дефицитно-центробежные гетерофилы — Mo, Pb, Sn, Ge, Be и центробежные — Li, Rb, Ce, La, Y, U, Th, As, Zr. Их суммарное среднее содержание в породах земной коры составляет 1100—1300 г/т и варьирует от 170 г/т в известняках до 3—6 тыс. г/т в гипербазитах, достигая 160 тыс. г/т или 16 % в богатых колчеданных рудах. При систематическом опробовании в сочетании с другими показателями эта сумма может сказать многое. Чрезвычайно информативен показатель центробежности. Варьирует он от 0,25 % в наиболее центростремительных образованиях — медно-никелевых рудах Норильска — до 98,7 % в наиболее центробежных редкометалльных грейзенах Рудных гор Саксонии (см. табл. 1). Этот показатель, таким образом, позволяет не просто говорить о различиях химического состава данных типов руд и без того хорошо известных, но вскрывает в природе земного распределения элементов глубокую взаимосвязь и сопряженность их локальных и глобальных тенденций, объясняющую направленность развития земной коры и сам механизм как породо- и рудообразования, так и металлогенической эволюции. Совместно с коэффициентом центробежности возрастает диагностическая роль показателей фемичности — сиаличности — коэффициента сиаличности $\frac{Ц_{1+3}}{\Sigma Ц} \cdot 100$ и ОК отношения Si/Fe, дающих самое общее представление о «коровой зрелости» систем. Дать сколько-нибудь полный анализ сопоставления приведенных в табл. 1 геохимических индикаторов здесь просто невозможно. Это самостоятельная и обширная тема, к которой еще не раз предстоит обращаться. Отметим главное. Приведенные примеры стереогеохимической типизации пород и руд самого разного происхождения показывают прежде всего ее целесообразность как инструмента сопоставления основных тенденций геохимического развития осадочных, магматических, метаморфических формаций и место в этом механизме рудных месторождений. Приведенные индикаторы вскрывают значительно более тонкие, чем это удается сделать петрохимически, различия составов, а главное — геологической позиции многих типов одноименных пород, отличающихся геодинамической позицией и потенциальными возможностями в отношении рудоносности. Сопоставление предложенных Л. В. Таусоном индикаторов для магматических пород с коэффициентами центробежности, сиаличности и др. позволяет лучше понять физическую сущность тех и других и их характер. Проявляется более универсальный, но вместе с тем и более мелкомасштабный, т. е. менее чувствительный, характер рассмотренных нами коэффициентов, а также более специализированный для соответствующих групп пород и крупномасштабный характер геохимических индикаторов, описанных Л. В. Таусоном в настоящем сборнике. В частности, мощное «усиление сигнала» введением в формулы Л. В. Таусона множителей K и F способствует пониманию природы и потенциальной рудоносности магматических образований, но затрудняет сопоставление пород разных классов и выявление их связей в ходе развития как земной коры в целом, так и в пределах отдельных рудно-магматических систем.

Своей конструкцией оба индикатора Л. В. Таусона отражают известным образом степень центробежности анализируемых объектов, ибо суммарная центробежность элементов в числителях обеих формул значительно превышает таковую в знаменателях. Таким образом, совместное применение всех рассмотренных в табл. 1 индикаторов должно способствовать более всестороннему пониманию изучаемых образований и соотношения их в пространстве и в ходе саморазвития земного вещества. Помещенные

в табл. 1 пересчеты проб геостандартов дают неполную картину всего разнообразия пород и собственно руд, но все же намечают систему пространственно и генетически связанных между собой основных обширных стереогеохимических ассоциаций или формаций. Каждая из них включает разные по происхождению образования, которые роднит близкий тип соотношения элементов с преимущественным накоплением сиалических либо фемических и одновременно их существенно центробежных или центростремительных парагенезисов, будь то осадочные, магматические, метаморфические или гидротермальные. Понятно, что ясность стереогеохимической позиции изучаемых объектов создает предпосылку их генетической характеристики и прогнозной оценки.

Обратившись к статьям настоящего сборника, видим, что региональная, например магматическая и металлогеническая, зональность огромной части Тихоокеанского подвижного пояса, рассмотренная Н. А. Шило с соавторами, хорошо вписывается в отмеченную закономерность, как и данные о геохимическом и металлогеническом развитии континентальной коры, приведенные А. Д. Ножкиным, В. П. Ковалевым, С. В. Мельгуновым и Ю. М. Пузанковым, а также И. Н. и Ю. И. Маликовыми с соавторами. Несмотря на иную терминологию и несколько иной подход к геохимическому районированию Казахстана Г. Н. Щербой и Б. М. Ракишевым, как и Н. А. Шило с соавторами, установлены реальные закономерности, по существу которые вполне согласуются с нашими. С применением нашей терминологии те и другие приобретают количественное выражение и более ясные генетическое и индикаторное значения.

Полностью совпадают с ними и существенно дополняют их результаты проведенных В. И. Силаевым топогеохимических исследований зональности полей различных рудных формаций. Этим автором выявлено возрастание содержаний доли центробежных элементов-примесей в минералах рудной генерации к периферии рудных полей, а центростремительных — к их наиболее продуктивным рудным телам стержневых зон. Предложенная им методика оправдала себя в расшифровании внутреннего строения и переоценке рудных полей, а также при поисках новых месторождений. Данные, приведенные Н. Н. Амшинским, А. А. Доглушиной и О. Г. Садур, подтверждают четкое возрастание доли центробежных элементов от глубинных фаций гранитоидных массивов к гипабиссальным и от безрудных к редкометалльно-рудоносным. Данное обстоятельство делает излишним противопоставление этими авторами «ассимиляционного» и «гранитофильного» источников металлов. Предложенные ими геохимические индикаторы глубинности образования гранитоидов, а также масштабов и частоты встречаемости связанного с ними оруденения хорошо согласуются с характеризуемой общей закономерностью геохимического развития и могут быть рекомендованы для использования и апробации в различных рудных провинциях. То же следует отметить в отношении геохимических критериев оловянной рудоносности другого этапа и типа магматических комплексов, изученных С. М. Бойко с соавторами. Установленная ими минералого-геохимическая зональность коррелирует с ионными плотностями элементов с увеличением их удельной центробежности по ходу процесса.

В ряде современных работ по металлогении с геохимической информацией для локального прогноза (как это мы видим, например, в статье В. А. Злобина) вновь и вновь постулируется «нерешенность» вопроса об источниках металлов, закономерностях их миграции и отложения. Это побудило нас возвратиться к ранее приводившимся данным по сотням месторождений и рудопроявлений Кузнецкого Алатау, частота встречаемости и запасы которых прямо зависят от содержания в них соответствующих металлов, правда, при четком независимо от содержаний увеличении доли месторождений в бедных этими металлами известняках или доломитах. Однако приуроченность этих объектов, как правило, именно к контактам карбонатных пород с породами-концентраторами рудных элемен-

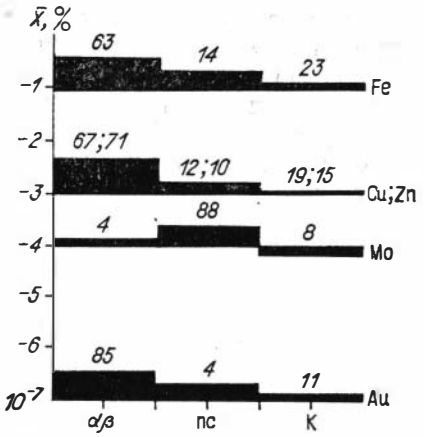


Рис. 1. Средние содержания ($\bar{X}$) Fe, Cu, Zn, Mo, Au и процент их месторождений в разных породах Кузнецкого Алатау.

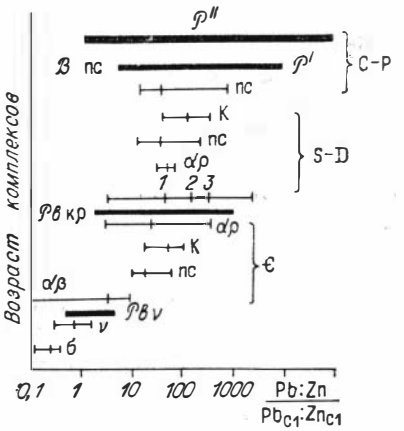


Рис. 2. Эволюция ОК $\left(\frac{Pb:Zn}{Pb_{C1}:Zn_{C1}}\right)$ в породах и связанных с ними рудах Кузнецкого Алатау.
σ — гипербазиты, ν — габброиды, β — базальты, α — андезиты, ρ — риолиты, γ — гранитоиды (1—3 фаз), пс — песчано-сланцевые толщи, К — известняки, $\mathcal{P}'$ — руды бедных (I) и богатых (II) месторождений.

тов выдает совершенно определенную обусловленность осаждения сульфидов и других рудных минералов в данном случае ролью карбонатных пород, как нейтрализаторов рудоносных растворов (рис. 1). Столь же ясно о наследовании месторождениями металлов из вмещающих пород при одновременной эволюции их состава свидетельствует закономерное увеличение при этом содержаний многих рудообразующих металлов в том же регионе (рис. 2). Наконец, в глобальном масштабе на это указывает наибольшая степень пропорциональности мировых запасов металлов со средними содержаниями их не просто в космосе или «средней» земной коре, а именно в породах — концентраторах (рис. 3). При этом прямая пропорция примерно на 1—1,5 порядка (как и следовало ожидать) выше сравнительно с оксифилами для элементов гетерофильных, т. е. более независимых в своей концентрации от кремнекислородных тетраэдров силикатных пород, более легко из них выщелачиваемых и концентрируемых в рудах. Словом, глобальная, региональная и даже локальная прямая зависимость возникновения и запасов месторождений от содержания соответствующих металлов в породах (среде рудообразования) служит наиболее сильным и убедительным аргументом в пользу определяющего рудообразование заимствования металлов из пород различными способами. Эта связь значительно выше для элементов наименее подвижных (многовалентных, с высокими ионными плотностями и т. д.). К тем же выводам приводит изотопный анализ рудных элементов, но, как правило, не лигандов и не благородных газов, история которых, судя по всему, в Земле уж очень отлична от металлов.

Что же касается самих механизмов перераспределения и осаждения металлов при эндогенном рудообразовании, то в этой наиболее сложной проблеме последнее время получены новые ценные данные с помощью высоко прецизионных исследований, отраженных в нашем сборнике В. Г. Моисеенко и А. Ф. Миронюком, а также Г. В. Ручкиной, М. С. Сахаровой и Н. В. Росляковой с соавторами. Главнейший результат их работ — уточнение состава рудообразующих флюидов в раскрытии локальности перераспределения металлов при рудообразовании на фоне локального, очень высокого повышения концентраций металлов в растворах по мере падения их температур и взаимодействия с обогащенными этими металлами породами. Первичные, наиболее глубинные и высокотемпературные растворы, судя по составу газово-жидких включений,

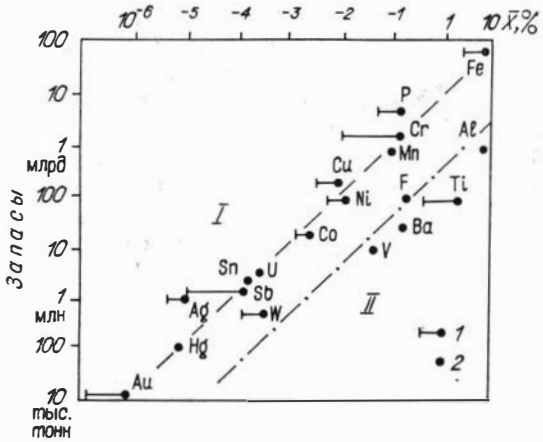


Рис. 3. Зависимость порядка разведанных мировых запасов некоторых элементов от их средних содержаний в земной коре (*1*) и породах — концентраторах (*2*). I, II — соответственно тренды гетерофилов и оксифилов.

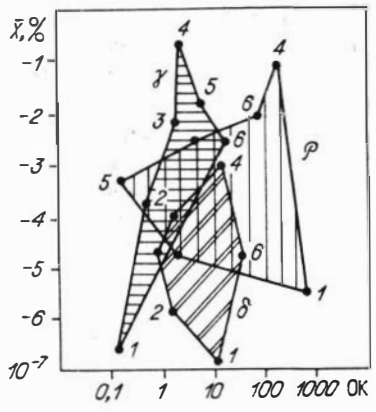


Рис. 4. Содержание ($\bar{X}$) первого из каждой пары элементов и их ОК в гранитах (γ) и кварцевых жилах: безрудной (δ) и золоторудной ($\mathcal{P}$).

ОК: $1 = \frac{Au : Fe}{Au_{C1} : Fe_{C1}}$; $2 = \frac{Ti : Sc}{Ti_{C1} : Sc_{C1}}$; $3 = \frac{Nd : Sm}{Nd_{C1} : Sm_{C1}}$; $4 = \frac{U : Th}{U_{C1} : Th_{C1}}$; $5 = \frac{Rb : Cs}{Rb_{C1} : Cs_{C1}}$; $6 = \frac{Sb : As}{Sb_{C1} : As_{C1}}$.

наиболее бедны этими металлами или практически их не содержат.

Наконец, анализируя значение геохимических индикаторов и критериев локального прогноза продуктивности эндогенных рудных тел на глубину, отметим закономерное увеличение доли более центробежных элементов и ОК для большинства пар рудообразующих металлов от корневых к стволовым и апикальным фациям рудообразования и, следовательно, от центростремительных эндогенных рудных формаций к центробежным. Чем более сиаличен состав вмещающих рудные поля пород и чем менее глубинны рудные тела [Щербаков и др., 1981], тем более увеличивается доля центробежных элементов. Даже в пределах одного рудного тела геохимическая зональность отложения подчиняется общей закономерности увеличения относительной доли и суммы содержаний центробежных элементов по его восстанию, а центростремительных — по падению. В «надрудных» ореолах рассеяния также преобладают центробежные элементы сравнительно с рудными телами, а в подрудных — центростремительные.

При сопоставлении составов руд на одном гипсометрическом уровне отмечается увеличение диапазона ОК для большинства пар элементов и даже изотопов свинца с увеличением их общей концентрации [Щербаков и др., 1980]. Означает это прямую зависимость степени концентрации металлов от степени их фракционирования при рудообразовании. Данная тенденция сохраняется в бедных или даже безрудных участках кварцевых жил вблизи от рудных столбов, что следует использовать в качестве их индикатора. Это недавно установленное нами явление исключительно важно, так как позволяет вовлечь в сферу анализа огромнейшую информацию бедных и «пустых» проб, которые обыкновенно не учитываются или, что того хуже, воспринимаются как негативный аргумент при прогнозировании. При сохранении низкого уровня содержаний всех использованных для анализа элементов более всего увеличены значения ОК в безрудном, «пустом» кварце в близи от богатого золоторудного столба (рис. 4). Минимальны их значения в истинно безрудных кварцевых жилах, залегающих в том же гранитном массиве, что и золоторудные.

Успешность применения геохимических данных в металлогеническом анализе в значительной мере определяется принципами их графического и особенно картографического изображения. Это естественно, поскольку по своему определению металлогенический анализ подразумевает, прежде

всего, выявления пространственных закономерностей размещения месторождений разной формационной принадлежности в зависимости от всевозможных геологических особенностей строения региона.

В большом разнообразии ныне применяемых для металлогенического анализа приемов наименее удачными нам представляются основанные на геохимической систематике элементов по их сидеро-, халько- и литофильности, не рассчитанной на такое использование, ибо распределение и степень концентрации элементов в тех или иных породах и их комплексах менее всего определяются данными свойствами. Достаточно вспомнить, что содержания таких литофилов (по В. М. Гольдшмидту), как Mg, Cr, V, Sc, P, Ti, в породах все более сиалических и кислых понижаются наряду с увеличением в них концентрации халькофильных Pb, Mo, As, Sb со всеми вытекающими отсюда несоответствиями реальности постулируемых закономерностей металлогенического развития рудных провинций. Ослабляет возможности интерпретации геохимических данных опробования нередкое отнесение их лишь к «фоновым», а не к типичным для каждого конкретного типа пород, очень снижает эффективность применения геохимических данных, полученных при литои металлометрических съемках, неиспользование или слабое использование общегеологической информации об изучаемой площади и почти полное отсутствие данных о химическом составе магматических, осадочных и других пород региона по главным петрогенным, малым и редким элементам.

Часто на геохимических картах отсутствуют многие геологические и геофизические данные, необходимые для их интерпретации. С другой стороны, при этом нередко показаны те, которые в данном масштабе лишь затрудняют чтение и использование карт. Не менее серьезным недостатком геохимических и металлогенических карт всех используемых масштабов служит несогласованность применяемых систематик объектов-элементов, минералов, пород, месторождений и т. д., что мешает системному анализу необходимой для решения любой задачи информации.

Наконец, затрудняется использование геохимических данных о составе пород, руд изучаемой территории, всевозможных метасоматитов и т. д. в связи с отсутствием апробированной общей закономерности и даже идеи пространственного соотношения тех или иных ассоциаций элементов (и минералов!), обоснованной статистически и могущей служить принципом их обработки и использования для прогноза или поисков. Отсутствие теоретически обоснованного ключа обработки, интуитивно предполагаемого большинством геологов, в практической работе подменяется бесчисленными переборами эмпирических вариантов пересчета, завершающимися в лучшем случае более или менее удачными формулами мультипликативных или аддитивных коэффициентов, характеризующих отдельные типы и поля минерализации, где их применение позволяет выявлять над-, около- или подрудные ореолы, срезы и на этой основе строить прогноз.

Развивая мысли, высказанные в начале статьи, и принимая во внимание перечисленные, на наш взгляд, основные слабые стороны картографического отображения и обработки аналитических данных, сделаем несколько предложений к их преодолению. Представляется необходимым четко разграничить и определить преследуемые задачи и в соответствии с ними выбрать наиболее подходящий для их решения масштаб, методы, приемы исследования и обработки информации. В табл. 2 демонстрируется зависимость масштаба карты от цели исследования, а также особенности необходимой геологической основы и легенды карты. Это соотношение для наибольшей эффективности исследования (прогнозирования, поисков оценки и т. д.) должно быть определено очень строго и оптимально. Достичь того невозможно без единства и согласованности классификации, т. е. классификационных оснований объектов, изображаемых на карте, и, в частности, рудных месторождений, аномалий, вмещающих и подстилающих их пород, рудоносных структурно-формационных зон и т. д.

Таблица 2

Рекомендации к содержанию геохимических карт разных масштабов

Масштаб	Площадь картирования	Цель картирования	Геологическая основа	Данные о месторождениях	Геохимические данные
Обзорный, 1 : 10 000 000	Вся Земля или континент	Выявление глобальных металлогенических закономерностей	Главнейшие тектонические структуры и эпохи	Главнейшие рудные провинции, пояса, районы и их возраст	Геохимические типы главных структур, комплексов, провинций по их сиаличности — фемичности
Прогнозный 1 : 1 000 000	Рудная провинция или пояс	Выбор поисковых площадей	Геологические формации I—III структурных этажей	Рудные узлы, зоны, поля, их позиция, структура, возраст	Стереогеохимические типы геологических, в том числе рудных, формаций и ореолов, площадью $\geqslant 5$ км^2
Поисковый, 1 : 100 000	Рудный узел или зона	Определение прогнозных ресурсов рудных полей и месторождений	Свиты, горизонты, плутоны и т. д.	Месторождения, рудопроявления, зоны изменений	Особенности распределения элементов во всех выделенных на карте образованиях, включая ореолы
Разведочный, 1 : 10 000	Рудное или аномальное поле	Оценка запасов месторождений и рудопроявлений	Литология и петрография пород и их изменения	Основные разности руд и околорудных изменений	Данные геохимического опробования, параметры распределения элементов, КК[1], ОК[2] и др.
Эксплуатационный, 1 : 1000	Месторождение или аномалия	Локальный прогноз на глубину	Локальные особенности пород и структур	Морфология и состав рудных тел	Локальное распределение элементов в рудах и вмещающих породах ИЦ[3], ГГ[4], ОК

Примечание. КК — коэффициенты концентрации: отношения аномальных содержаний к фону; ОК — коэффициенты относительной концентрации пар геохимически родственных элементов, нормированных по их отношениям в метеоритах типа С1; ИЦ — индикатор центробежности может быть разделен по главным, малым и редким элементам, представляя для каждой из этих групп долю суммы центробежных элементов (%) относительно суммы центробежных и центростремительных; ГГ —геохимический градиент пары элементов — изменения их ОК на глубину 100 м от поверхности.

Существенно определять в легенде сопоставимые признаки объектов, например их возраст, состав ассоциаций (фемические, фемически-сиалические, сиалические), их центробежность — центростремительность либо равновесность по отношению к исходным породам, что характеризует пространственное соотношение руд и исходного для них субстрата, т. е. их стереогеохимическую позицию и др. Возвращаясь к табл. 1, в которой, по существу, лишь намечена представляющаяся наиболее реальной модель стереогеохимического соотношения геологических и связанных с ними рудных формаций, мы полагаем, что использование ее при металлогеническом анализе во всех масштабах от обзорного до рудного упорядочит огромную геохимическую информацию и облегчит как генетические реконструкции, так и прогнозы, поиски, разведку и рациональную отработку определенных типов месторождений, занимающих свои позиции в рудно-магматических системах и отличающихся соответствующими геохимическими индикаторами.

Подобный анализ подразумевает необходимость закрепления за наносимым на карты признаком своего единственного, легко читаемого и запоминающегося средства изображения. Так, для геохимических признаков на картах всех масштабов мы избрали цвет от фиолетового для центростремительных фемических образований и зеленого для равновесных фемических через коричневый для переходных фемически-сиалических до красного — для равновесных сиалических и оранжевого — центробежных сиалических ассоциаций (независимо от генезиса). Интенсивностью окраски удобно обозначать степень концентрации элементов соответствующих групп и типов (от самой слабой — для кларкового уровня, характерного для безрудных, средней — для несколько повышенных их содержаний и до яркой — для рудных концентраций, месторождений, узлов). Генезис при этом можно давать знаками, разной штриховкой, направление которой, изменяясь по часовой стрелке, обозначит все более молодой возраст комплексов, пород и руд. Именно сопоставление состава месторождений по степени накопления тех или иных по фемичности — сиаличности и центробежности элементов с составом вмещающих и подстилающих их пород, выраженных по тому же принципу, и позволило сформулировать самые общие тенденции геохимического профиля и эволюции металлогенических провинций. Не имея возможности здесь осветить ее детальней, отметим лишь, что огромное большинство месторождений по главным своим геохимическим признакам отвечает таковым среды своего образования и что постепенно усложняется настоящая картина с переходом к молодым металлогеническим эпохам, где все большая роль принадлежит центробежным рудным формациям, которые не всегда коррелируются своими составами с непосредственно вмещающими их породами.

Особое значение подобный стереогеохимический анализ рудных полей приобретает для выявления и уточнения ассоциаций под-, над-, около- и внутрирудных элементов и соответственно их индикаторных типичных соотношений для каждой фации, рудной формации и для каждого их фрагмента, ОК, индексов центробежности, геохимических градиентов (ГГ) пар элементов — изменения их ОК на 100 м углубления от дневной поверхности. Каждый из отображаемых на картах основных признаков формации пород или руд может быть закодирован по принципу иероглифа, в котором сочетание знаков, закрепленных за свойством, создает их общую картину и не требует запоминания. Достаточно знать их принципы изменения. В таком случае геохимическая карта любого масштаба из более или менее удачного средства хранения информации, часто принципиально несопоставимой в силу разных оснований членения признаков, превращается в средство системного ее анализа, что позволит выявлять новые, иногда иначе непредсказуемые закономерности состава, размещения, развития и всевозможных связей месторождений, рудопроявлений, вмещающих их пород, материнских интрузий, аномалий геохимических и физических полей. Завершая краткое рассмотрение лишь некоторых

аспектов применения геохимических исследований в металлогеническом анализе и оставив пока в стороне другие, не менее существенные (например, геохронологический, геохимию стабильных изотопов твердофазных систем, газов, гидрогеохимический и др.), подчеркнем вывод о том, что именно в металлогеническом анализе геохимия далеко вышла за рамки геологической истории отдельных элементов и глубоко проникла в сложную сущность геохимического развития природных систем — минеральных, породно рудных, формационных и более высокого порядка.

Основной мотив геохимического развития можно выразить как фракционирование вещества в гравитационном поле с накоплением более центробежных элементов к периферии системы, а центростремительных — к центру, в прямой пропорции с v/μ, c/v, или c/μ, пропорционально продолжительности процессов и массе, участвующих в них элементов. Например, в ходе образования сульфидных месторождений изменения ОК халькофилов значительнее, чем литофилов. Их вариации увеличиваются пропорционально богатству руд и запасам рудных тел. Понять значение этой статистически устанавливаемой геохимической закономерности позволяет геохимическое свойство элементов (их центробежность — центростремительность), приложимое также к минералам, породам, геологическим формациям и т. д. Оно дает возможность более адекватно описать геохимическую зональность природных систем, в том числе явно и скрытно расслоенных магматических плутонов, эндогенных рудных месторождений осадочных пород и мономинеральных ареалов, последовательность смены и генетические связи в пространстве и времени геологических формаций. Закономерность развития природных систем различного порядка имеет общее значение — помогает расшифровать геохимический код — совокупность упомянутых индикаторов породных и рудных ассоциаций, вскрывать их различия, особенности и пространственно-генетические соотношения. Видимо, отпадает необходимость формулировать множество частных законов геохимического развития пород, руд магматических, осадочных поли- и гетерогенных образований, поскольку индивидуальные черты и параметры каждого из них позволяют с предложенной общей для всех природных объектов позиции определить их место в эволюционной последовательности саморазвития вещества и стереогеохимическую связь.

Каким же образом соотносятся с формулируемой здесь общей закономерностью развития вещества и рудообразования другие, имеющиеся в литературе, определения закономерностей, относящиеся непосредственно к прогнозу рудных месторождений, особенно локальному? Обратимся к последним определениям пяти законов рудообразования, предложенных Л. Н. Овчинниковым [1986]. Первый из них «закон дифференциального перемещения вещества Земли» сводится к постулированию перехода металлов в ходе рудообразования от состояния рассеяния к концентрации и «селективному отложению металлов в рудных телах». По существу это положение, конечно, верно. Оно на качественном уровне характеризует одно из свойств сформулированной нами количественной закономерности и в силу, пожалуй, более философского и общего характера представляет собой постулат, но не закон и даже не закономерность, ибо не содержит необходимых для того самостоятельных четких естественных характеристик явлений и их связей. Даже само понятие о рудных телах имеет сугубо экономический смысл и может, кроме того, относиться к объектам с рассеянным вхождением элементов в минералы, например, в ультращелочных редкоземельных парагенезисах.

Непременным следствием и пространственным отражением первого закона Л. Н. Овчинников называет «закон зональности...». Действительно, геохимическая, минеральная, рудная и другие зональности природных объектов — давно научно установленный факт. Однако охарактеризован он был всегда более эмпирически и довольно различно для разнородных объектов, без выявления общей количественной тенденции для

геосфер Земли, земной коры, эндогенных рудных полей и осадочных образований. Считать зональность непременным следствием постулата или «закона дифференциального перемещения» нет основания, ибо просто перемещение не подразумевает необходимую зональность. Последняя возникает в силу неоднородности силовых полей, в которых происходят миграция и локализация подвижных компонентов. Зональность, видимо, это явление, а не закон, явление с различными параметрическими характеристиками, устанавливаемыми опытным путем, прямым исследованием, характеристиками, которые могут быть описаны количественно с использованием предложенных понятий ЦЦС, ИЦ, ОК, ГГ и др., позволяющих производить генетические реконструкции (при знании геологии) и прогнозные оценки.

Третий «закон прямой пропорциональности» определяет прямую зависимость масштабов накопления металлов в месторождениях от их распространенности в земной коре. Если бы это соответствовало действительности, то незачем было бы даже определять конкретные содержания металлов в разных типах пород рудных провинций. На примере Западно-Сибирского региона мы показали прямую зависимость количества месторождений ряда металлов именно не от земных средних «кларков», а от распространенности главным образом пород в регионе с существенно повышенными их содержаниями и от распространенности пород — осадителей и концентраторов рудных минералов из растворов, что уже совсем не имеет отношения к средним кларкам Земли или земной коры. Сказанное не изменяет общее правило, что запасы металлов Земли, конечно же, пропорциональны их общей распространенности. Однако, чтобы обрести реальный «работающий» поисковый критерий, необходимы и другие знания только что упомянутых закономерностей.

Важнейшее значение Л. Н. Овчинников [1986] придает «закону универсальной стандартности рудообразования», согласно которому, несмотря на различие многих условий и обстоятельств, возникают весьма сходные «стандартные» минеральные парагенезисы. Подобное утверждение справедливо лишь в самом грубом приближении. Чем детальней становится анализ природных объектов, тем больше выявляется специфических минералого-геохимических отклонений. Разнообразие основных природных рудно-формационных стандартов действительно невелико. Наглядную иллюстрацию и вместе с тем объяснение тому дает наша попытка систематизировать их всего по двум (но обоим геохимическим) параметрам: фемичности — сиаличности и относительной центробежности — центростремительности (см. табл. 1). Каждый из девяти выделенных нами рядов эндогенных стереогеохимических типов «стандартов» обладает своими пределами ОК, ГГ, ИЦ и др. Вопрос лишь в том, стоит ли одну из особенностей выбранного принципа классификации элементов, минералов, пород и руд по двум параметрам возводить в ранг самостоятельных законов рудообразования. Думается, что не стоит, хотя прикладное значение данного следствия нам очевидно.

Прямым следствием «закона стандартности» Л. Н. Овчинников считает «закон конвергентности рудных минеральных парагенезисов», обусловливающий полигенность (гетерогенность) генетических групп и классов однотипных по составу и прочим параметрам месторождений. Явление конвергентности, т. е. сходства внешних признаков многих природных объектов при различном их происхождении, давно привлекает внимание исследователей. Однако стоит ли относить его к статусу законов естествознания? Приведем пример из области интерпретации конвергентных геохимических данных. Так, повышение значений ОК для отношений Pb:Zn, Mo:Cu и Co:Ni в рудах может быть вызвано в соответствии с формулой закономерности геохимического развития разными причинами: повышением сиаличности исходного для руд субстрата, общим увеличением содержаний этих элементов в рудах, т. е. богатством месторождения и нахождением в апикальной части рудного тела. Правильное решение задачи

аспектов применения геохимических исследований в металлогеническом анализе и оставив пока в стороне другие, не менее существенные (например, геохронологический, геохимию стабильных изотопов твердофазных систем, газов, гидрогеохимический и др.), подчеркнем вывод о том, что именно в металлогеническом анализе геохимия далеко вышла за рамки геологической истории отдельных элементов и глубоко проникла в сложную сущность геохимического развития природных систем — минеральных, породно рудных, формационных и более высокого порядка.

Основной мотив геохимического развития можно выразить как фракционирование вещества в гравитационном поле с накоплением более центробежных элементов к периферии системы, а центростремительных — к центру, в прямой пропорции с v/μ, c/v, или c/μ, пропорционально продолжительности процессов и массе, участвующих в них элементов. Например, в ходе образования сульфидных месторождений изменения ОК халькофилов значительнее, чем литофилов. Их вариации увеличиваются пропорционально богатству руд и запасам рудных тел. Понять значение этой статистически устанавливаемой геохимической закономерности позволяет геохимическое свойство элементов (их центробежность — центростремительность), приложимое также к минералам, породам, геологическим формациям и т. д. Оно дает возможность более адекватно описать геохимическую зональность природных систем, в том числе явно и скрытно расслоенных магматических плутонов, эндогенных рудных месторождений осадочных пород и мономинеральных ареалов, последовательность смены и генетические связи в пространстве и времени геологических формаций. Закономерность развития природных систем различного порядка имеет общее значение — помогает расшифровать геохимический код — совокупность упомянутых индикаторов породных и рудных ассоциаций, вскрывать их различия, особенности и пространственно-генетические соотношения. Видимо, отпадает необходимость формулировать множество частных законов геохимического развития пород, руд магматических, осадочных поли- и гетерогенных образований, поскольку индивидуальные черты и параметры каждого из них позволяют с предложенной общей для всех природных объектов позиции определить их место в эволюционной последовательности саморазвития вещества и стереогеохимическую связь.

Каким же образом соотносятся с формулируемой здесь общей закономерностью развития вещества и рудообразования другие, имеющиеся в литературе, определения закономерностей, относящиеся непосредственно к прогнозу рудных месторождений, особенно локальному? Обратимся к последним определениям пяти законов рудообразования, предложенных Л. Н. Овчинниковым [1986]. Первый из них «закон дифференциального перемещения вещества Земли» сводится к постулированию перехода металлов в ходе рудообразования от состояния рассеяния к концентрации и «селективному отложению металлов в рудных телах». По существу это положение, конечно, верно. Оно на качественном уровне характеризует одно из свойств сформулированной нами количественной закономерности и в силу, пожалуй, более философского и общего характера представляет собой постулат, но не закон и даже не закономерность, ибо не содержит необходимых для того самостоятельных четких естественных характеристик явлений и их связей. Даже само понятие о рудных телах имеет сугубо экономический смысл и может, кроме того, относиться к объектам с рассеянным вхождением элементов в минералы, например, в ультращелочных редкоземельных парагенезисах.

Непременным следствием и пространственным отражением первого закона Л. Н. Овчинников называет «закон зональности...». Действительно, геохимическая, минеральная, рудная и другие зональности природных объектов — давно научно установленный факт. Однако охарактеризован он был всегда более эмпирически и довольно различно для разнородных объектов, без выявления общей количественной тенденции для

геосфер Земли, земной коры, эндогенных рудных полей и осадочных образований. Считать зональность непременным следствием постулата или «закона дифференциального перемещения» нет основания, ибо просто перемещение не подразумевает необходимую зональность. Последняя возникает в силу неоднородности силовых полей, в которых происходят миграция и локализация подвижных компонентов. Зональность, видимо, это явление, а не закон, явление с различными параметрическими характеристиками, устанавливаемыми опытным путем, прямым исследованием, характеристиками, которые могут быть описаны количественно с использованием предложенных понятий ЦЦС, ИЦ, ОК, ГГ и др., позволяющих производить генетические реконструкции (при знании геологии) и прогнозные оценки.

Третий «закон прямой пропорциональности» определяет прямую зависимость масштабов накопления металлов в месторождениях от их распространенности в земной коре. Если бы это соответствовало действительности, то незачем было бы даже определять конкретные содержания металлов в разных типах пород рудных провинций. На примере Западно-Сибирского региона мы показали прямую зависимость количества месторождений ряда металлов именно не от земных средних «кларков», а от распространенности главным образом пород в регионе с существенно повышенными их содержаниями и от распространенности пород — осадителей и концентраторов рудных минералов из растворов, что уже совсем не имеет отношения к средним кларкам Земли или земной коры. Сказанное не изменяет общее правило, что запасы металлов Земли, конечно же, пропорциональны их общей распространенности. Однако, чтобы обрести реальный «работающий» поисковый критерий, необходимы и другие знания только что упомянутых закономерностей.

Важнейшее значение Л. Н. Овчинников [1986] придает «закону универсальной стандартности рудообразования», согласно которому, несмотря на различие многих условий и обстоятельств, возникают весьма сходные «стандартные» минеральные парагенезисы. Подобное утверждение справедливо лишь в самом грубом приближении. Чем детальней становится анализ природных объектов, тем больше выявляется специфических минералого-геохимических отклонений. Разнообразие основных природных рудно-формационных стандартов действительно невелико. Наглядную иллюстрацию и вместе с тем объяснение тому дает наша попытка систематизировать их всего по двум (но обоим геохимическим) параметрам: фемичности — сиаличности и относительной центробежности — центростремительности (см. табл. 1). Каждый из девяти выделенных нами рядов эндогенных стереогеохимических типов «стандартов» обладает своими пределами ОК, ГГ, ИЦ и др. Вопрос лишь в том, стоит ли одну из особенностей выбранного принципа классификации элементов, минералов, пород и руд по двум параметрам возводить в ранг самостоятельных законов рудообразования. Думается, что не стоит, хотя прикладное значение данного следствия нам очевидно.

Прямым следствием «закона стандартности» Л. Н. Овчинников считает «закон конвергентности рудных минеральных парагенезисов», обусловливающий полигенность (гетерогенность) генетических групп и классов однотипных по составу и прочим параметрам месторождений. Явление конвергентности, т. е. сходства внешних признаков многих природных объектов при различном их происхождении, давно привлекает внимание исследователей. Однако стоит ли относить его к статусу законов естествознания? Приведем пример из области интерпретации конвергентных геохимических данных. Так, повышение значений ОК для отношений Pb:Zn, Mo:Cu и Co:Ni в рудах может быть вызвано в соответствии с формулой закономерности геохимического развития разными причинами: повышением сиаличности исходного для руд субстрата, общим увеличением содержаний этих элементов в рудах, т. е. богатством месторождения и нахождением в апикальной части рудного тела. Правильное решение задачи

и корректность прогноза требуют всегда расшифровки подобной конвергентности, что достигается анализом геологической ситуации объекта. Множественность причин геохимического развития при однонаправленном его характере приводит к конвергенции геохимических признаков, не говоря уже о минералогических. Однако геологическая обстановка останется единственным ключом расшифровки особенно крупного объекта. Уникальность геологической истории каждого из них оказывается в необычности всех геохимических и наибольшем разнообразии минералого-петрографических характеристик. И совершенно прав Л. Н. Овчинников (хотя и не возводит это в закон), что «каждое геологическое образование, каждая порода, свита, пласт и пр. имеют свое геохимическое лицо». Неповторим каждый штуф породы, руды, не говоря уж о месторождениях и рудных провинциях. Как неповторима любая история, так неповторимы и ее продукты. Но тем более важно не только найти минералого-геохимические их отличия, но и понять их, а для этого количественно разградуировать координаты, в том числе раскрывающие основные тенденции развития. Главными из геохимических свойств элементов нами избраны распространенность, центробежность — центростремительность c/μ, фемичность — сиаличность c/ν, а из физико-химических — ионная плотность.

Определяет успешность анализа феномен центробежности — центростремительности. Он позволяет оценить количественно, объяснить, а значит и использовать явление зональности, раскрыть главную тенденцию эволюции в целом всех космогеохимических и в том числе рудных систем. В отличие от неоднократно и тщетно привлекавшихся для аналогичных целей физических свойств элементов (их потенциалов ионизации, размеров атомов и ионов, удельных весов, температур плавления и кипения, химического сродства с кислородом, серой или самородным железом, термодинамических констант и т. д.), из которых ни одно не выявляет основной направленности развития вещества и путем комбинации названных и других свойств, проще раскрыть и проследить в историческом аспекте, оценив главные и второстепенные параметры эволюции с помощью критериев центробежности. Приоритет этого геохимического или, вернее, космогеохимического свойства вещества, т. е. элементов и более сложно построенных систем высоких порядков, объясняемых с его помощью явлений зональности и общей закономерности развития, определяется его фундаментальностью, невыводимостью непосредственно из физических и химических свойств, его эмпирическим характером, сопоставлением содержаний элементов в исходном протопланетном веществе и главных производных эндогенного, экзогенного и интегрального. Хотя аттестация природных, в том числе рудных, образований с использованием данных свойств вещества только начинается, хочу в заключение небольшого обзора проблемы выразить убежденность в целесообразности выбранного пути (насколько позволяют судить уже полученные первые результаты его перспективности). Постепенное накопление в этом аспекте банка геохимических данных, параметров разных породных и рудных образований и их фрагментов, несомненно, позволит резко сократить расходы на поиски и разведку рудных месторождений путем значительного повышения их эффективности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абрамов А. В., Ряховский В. М., Науменко Б. Н., Петров А. С. Оценка многомерной геохимической зональности на месторождении сульфидно-касситеритовых руд // Геология руд. месторождений.— 1984.— № 6.— С. 53—61.

Авдонин В. В., Воинков Д. М., Гриценко Л. Н., Демин Ю. И. Изотопный состав серы сульфидов различных групп месторождений Лениногорского района (Рудный Алтай) // Геология руд. месторождений.— 1972.— № 3.— С. 34—44.

Алабин Л. В. Геология и условия образования Центральнинского и Кундатского массивов Мартайгинского комплекса (Кузнецкий Алатау): Дис. ...канд. геол.-мин. наук.— Новосибирск, 1968.— 202 с.

Аникеев А. П., Гамянин Г. Н., Гельман М. Л. О связи золотого оруденения и магматизма на Северо-Востоке СССР // Магматизм Северо-Востока Азии.— Магадан: Кн. изд-во, 1976.— С. 121—132.

Аношин Г. Н., Злобин В. А. Некоторые геохимические предпосылки поисков золото-уранового оруденения // Проблемы региональной геологии и методы геохимических и геофизических исследований.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1969.— С. 75—78.

Аношин Г. Н., Мельникова Р. Д. Благородные металлы в продуктах современного вулканизма // Геохимия золота, редких и радиоактивных элементов.— Новосибирск: изд. ИГиГ, 1981.— С. 24—31.

Антонов П. С., Долгушин С. С., Колеганов Ю. М. и др. Состояние вопроса по формационному расчленению магматических образований Западного Саяна // Региональные схемы магматизма Алтае-Саянской складчатой области.— Ленинград: изд. ВСЕГЕИ, 1978.— С. 41—53.

Амшинский Н. Н. Зональность гамма-полей и акцессорных минералов в гранитоидных массивах Алтая // Геология и геофизика.— 1960.— № 1.— С. 38—50.

Амшинский Н. Н. Вертикальная петрогеохимическая зональность гранитоидных плутонов.— Новосибирск: Зап.-Спб. кн. изд-во, 1973.— 200 с.

Амшинский Н. Н. Минералого-геохимические исследования гранитоидных пород при геологическом картировании и поисках.— М.: Недра, 1978.— 100 с.

Бадалов С. Т., Поваренных А. С. О формах вхождения элементов-примесей в сульфиды // Минерал. сб.— Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1967.— Т. 21, вып. 1.— С. 67—74.

Бадалов С. Т., Терехович С. Л. К геохимии элементов платиновой группы в Алмалыкском рудном районе (УзССР) // Докл. АН СССР.— 1966.— Т. 168, № 6.— С. 1397—1399.

Базаров Л. Ш., Моторина И. В. Изучение включений в минералах методом замораживания // Проблемы петрологии и генетической минералогии.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1970.— С. 282—292.

Балеста С. Т., Зубин М. И., Утнасин В. К., Аносов Г. И. Строение земной коры Камчатки по данным ГСЗ и гравиметрии // Вулканизм островных дуг.— М.: Наука, 1977.— С. 35—42.

Баранова Н. Н., Козеренко С. В., Григорян С. С. и др. Экспериментальные данные о концентрациях золота и серебра в гидротермальных растворах // Геохимия.— 1980.— № 8.— С. 1146—1157.

Баранова Н. Н., Кольцов А. Б. Влияние рудных и летучих компонентов гидротермального раствора на процессы переноса и отложения золота (по результатам изучения флюидных включений) // Геохимия.— 1986.— № 6.— С. 739—750.

Баранова Н. Н., Рыженко Б. Н. Система Au—Cl—S—Na—H_2O в связи с условиями переноса и отложения золота в гидротермальном процессе (моделирование на ЭВМ) // Геохимия.— 1981.— № 7.— С. 989—1001.

Баратов Р. Б., Могаровский В. В. Средние содержания урана и тория в магматических формациях Тянь-Шаня и Памира (Таджикистан) // Геохимия.— 1978.— № 8.— С. 1255—1258.

Барсуков В. Л. Сравнительная планетология и ранняя история Земли // Вестн. АН СССР.— 1982.— № 4.— С. 42—52.

Барсуков В. Л., Григорян С. В., Овчинников Л. Н. Геохимические методы поисков месторождений.— М.: Наука, 1981.— 319 с.

Белеванцев В. И., Колонин Г. Р., Васильева Н. Г. и др. Возможные формы нахождения и растворимость золота в рудообразующих растворах // Гидротермальное низкотемпературное рудообразование и метасоматоз.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1982.— С. 83—117.

Белоусов А. Ф., Добрецов Н. Л., Додонова Г. А. Вулканические ассоциации докембрия Урало-Монгольской провинции.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976.— 87 с.

Берзин Н. А. Геодинамическая обстановка формирования кембрийских олистостром Хемчикско-Систигхемской зоны Тувы // Геология и геофизика.— 1987.— № 1.— С. 3—12.

Блюман Б. А. Эндогенный режим и минерагения срединных массивов (Сангилен, Юго-Восточная Тува) // Металлогения докембрия.— Иркутск, 1981.— С. 77—79.

Бобров В. А., Гофман А. М. Лабораторный гамма-спектрометрический анализ естественных радиоактивных элементов (методические разработки).— Новосибирск: изд. ИГиГ, 1971.— 67 с.

Богатиков О. А., Коваленко В. И., Рябчиков И. Д. Мантийные и коровые граниты: сходство и различия // Тектоника и вопросы металлогении раннего докембрия.— М.: Наука, 1966.— С. 157—172.

Богачкин В. М. История тектонического развития Горного Алтая в кайнозое.— М.: Наука, 1981.— 131 с.

Болотова Н. Я., Николаева Л. А., Филиппов В. П. Контактовый метаморфизм золото-кварцевых жил // Сов. геология.— 1982.— № 9.— С. 70—74.

Борисенко А. С. Анализ солевого состава растворов газово-жидких включений в минералах методом криометрии // Использование методов термобарогеохимии при поисках и изучении рудных месторождений.— М.: Недра, 1982.— С. 37—46.

Борисяк А. Геологический очерк Сибири.— Пг., 1923.— 140 с.

Борукаев Ч. Б. Эпохи глобальной кратонизации // Geologicky zbornikgeologica carpathica.— Bratislava, 1986.— S. 283—288.

Брынцев В. В., Сумин Л. В., Остапенко Е. П., Помигалова П. Ю. Изотопный возраст докембрийских гранитоидов Северо-Западного Присаянья // Геология и геофизика.— 1985.— № 11.— С. 46—55.

Буряк В. А. Метаморфизм и рудообразование.— М.: Недра, 1982.— 256 с.

Бухаров А. А., Глазунов В. О., Рыбаков Н. М. Байкало-Витимский нижне-протерозойский зеленокаменный пояс // Геология и геофизика.— 1985.— № 7.— С. 33—40.

Варгунина Н. П., Андрусенко Н. И. Минералого-геохимические особенности полициклического золото-серебряного месторождения // Докл. АН СССР.— 1983.— Т. 269, № 2.— С. 419—423.

Варисский гранитоидный магматизм Казахстана (геология, формации, генетические модели)/Сост. Добрецов Г. Л.— Л.: Недра, 1985.— Т. 284.— 252 с.

Васильковский Н. П. Учение о геосинклиналях в свете современной геологии // Материалы по региональной геологии.— М.: Госгеолтехиздат, 1960.— С. 5—56.

Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород // Геохимия.— 1962.— № 7.— С. 555—571.

Войткевич Г. В., Кокин А. В. Изотопный состав свинца и генетические особенности некоторых месторождений Юго-Восточной Якутии // Геология и геофизика.— 1979.— № 1.— С. 46—51.

Волков В. В. Нижнепалеозойский вулканизм Центральной Азии.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1986.— 193 с.

Гавшин В. М., Бобров В. А., Демина Р. Г., Дорогиницкая Л. М. Распределение урана, тория, калия в морских терригенных отложениях мезозоя Западно-Сибирской плиты // Геохимия рудных элементов в процессах выветривания, осадконакопления и катагенеза.— Новосибирск: изд. ИГиГ, 1979.— С. 128—160.

Гамянин Г. Н., Горячев Н. А. Зональность изменения типоморфных свойств одного из золоторудных месторождений Восточной Якутии // Типоморфные особенности рудных минералов эндогенных образований Якутии.— Якутск: изд. ЯФ СО АН СССР, 1983.— С. 6—18.

Геохимические карты и их использование при поисках рудных месторождений.— Хабаровск, 1979.— 139 с.

Глюк Д. С., Хлебникова А. А. Растворимость золота в воде, растворах HCl, HF, хлоридов, карбонатов и бикарбонатов натрия и калия при давлении 1000 кг/см² // Докл. АН СССР.— 1980.— № 2,— вып. 254.— С. 475—479.

Гольдберг Э. Д. Геохимия моря // Геохимия литогенеза.— М.: Иностр. лит., 1963.— С. 12—21.

Гребенщикова В. И., Бойко С. М., Трошин Ю. П. Распределение редкоземельных элементов в редкометалльных гранитах и онгонитах Шерловой Горы (Забайкалье)// Докл. АН СССР.— 1984.— Т. 277, № 2.— С. 480—484.

Григорян С. В., Овчинников Л. Н. Единая геохимическая зональность первичных ореолов сульфидсодержащих гидротермальных месторождений и ее практическое значение // Проблемы прикладной геохимии.— Новосибирск: Наука. Сиб. отдние, 1983.— С. 46—50.

Гриненко Л. Н., Гриненко В. А. Закономерности распределения изотопов серы и их использование в геохимических исследованиях // Геохимия.— 1967.— № 5.— С. 559—576.

Гросс У. Х. Радиоактивность как указатель руды // Геохимические методы поисков и разведки полезных ископаемых.— М.: Иностр. лит., 1954.— С. 206.

Грушкин Г. Г., Приходько П. А. Об изменении химического состава, концентрации и pH газово-жидких включений в ряде последовательных генераций флюорита // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва.— 1952.— Вып. 2, ч. 81.— С. 120—126.

Гундобин Г. М. Вопросы зональности околорудных ореолов и аномальных полей площадного типа // Проблемы прикладной геохимии.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983.— С. 99—106.

Гундобин Г. М., Петровская С. Г. Поля концентрирования летучих компонентов и их значения для решения задач локального прогноза // Геохимия в локальном металлогеническом анализе.— Новосибирск: изд. ИГиГ, 1986.— С. 6—8.

Гурейкин Н. Я., Арифулов Ч. Х., Дзялошинский В. Г. и др. Геолого-минералогические особенности золоторудного месторождения сульфидно-вкрапленных руд // Сов. геология.— 1982.— № 5.— С. 86—95.

Дербиков И. В. К вопросу о фациях порфиритовых интрузий и генезисе полиметаллических месторождений Западного Алтая // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1952.— № 5.— С. 96—104.

Дергунов А. Б., Моссаковский А. А., Самыгин С. Г., Хераскова Т. Н. Закономерности формирования палеозоид Центральной Азии (Алтае-Саянская область, Западная Монголия) и Казахстана // Закономерности формирования структуры континентов в неогене.— М.: Наука, 1986.— С. 53—67.

Диман Е. Н. Поведение золота в интервале температур 25—1000 °С и давлении до 7 кбар по экспериментальным и расчетным данным // Основные методы математической геологии и результаты исследований.— Якутск: изд. ЯФ СО АН СССР, 1980.— С. 88—102.

Диман Е. Н., Олейников Б. В. О коэффициентах распределения золота между расплавом, флюидом, твердой фазой // Методы экспериментального исследования гидротермальных равновесий.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979.— С. 147—156.

Дистанова А. Н. Строение плутонов и особенности состава раннепалеозойских гранитоидов Каахемского района Восточной Тувы // Магматические комплексы складчатых областей юга Сибири.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981.— С. 24—63.

Дистанова А. Н. Петрохимические особенности раннепалеозойских комплексов гранитоидов Восточной Тувы и Юго-Западного Забайкалья // Минералогия и петрохимия интрузивных комплексов Сибири.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1982.— С. 10—119.

Дистанова А. Н. Жильные лейкограниты раннепалеозойского таннуольского комплекса Восточной Тувы // Петрология и рудоносность магматических формаций Сибири.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983.— С. 218—240.

Дистанова А. Н. Гранитоидные ассоциации раннего палеозоя Восточной Тувы // Плутонические формации Тувы и их рудоносность.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984.— С. 107—136.

Дистанова А. Н., Маликова И. Н. Геохимическая направленность в развитии раннепалеозойского гранитоидного магматизма Восточной Тувы // Тезисы докладов XII семинара «Геохимия магматических пород».— М.: ГЕОХИ, 1986.— С. 30—31.

Добрецов Н. Л. Введение в глобальную петрологию.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1980.— 268 с.

Долгов Ю. А. Роль коллоидов в образовании кварца колчеданных месторождений Среднего Урала // Проблемы геохимии.— 1959.— Вып. 1.— С. 280—295.

Долгушин С. С., Рогов Н. В., Иванкин П. Ф. и др. Салаиро-Каледонские гранитоидные формации // Закономерности размещения магматических формаций Алтае-Саянской складчатой области.— Новосибирск: изд. СНИИГГИМС, 1971.— С. 51—63.

Долгушин С. С., Черненко Ю. Я., Иванкин П. Ф. и др. Закономерности размещения раннепалеозойских рудоносных магматических формаций Алтае-Саянской складчатой области // Магматизм и металлогения Алтае-Саянской складчатой области.— Новосибирск: изд. СНИИГГИМС, 1971.— С. 15—19.

Доломанова Е. И., Боярская Р. В., Ракчеев А. Д., Яковлевская Т. А. Касситерит и его типоморфные особенности // Типоморфизм минералов.— М.: Наука, 1969.— С. 128—184.

Дударев А. Н., Сотников В. И., Васильева А. И. Мобилизация рудных элементов в термоградиентных полях.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976.— 135 с.

Духовский А. А., Артамонова Н. А., Молоткова М. Н. и др. Объемное геологическое строение Шерловогорского района Восточного Забайкалья // Докл. АН СССР.— 1979.— Т. 247, № 6.— С. 1444—1448.

Заварицкий А. Н., Соболев В. С. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород.— М.: Госгеолтехиздат, 1961.— 283 с.

Загрузина И. А., Смыслов А. А. Уран и торий в горных породах Северо-Востока СССР // Сов. геология.— 1977.— № 7.— С. 23—33.

Зайцев Н. С. Обособленность развития каледонид Сибири в среднем и верхнем палеозое // Проблемы региональной тектоники Евразии.— М.: Изд-во АН СССР, 1963.— С. 97—130.

Злобин В. А. Радиогеохимические исследования в связи с изучением золоторудных месторождений // Условия образования, принципы прогноза и поисков золоторудных месторождений.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983.— С. 95—109.

Злобин В. А., Вьюшкова Л. В. Геохимическая характеристика терригенных пород, вмещающих рудную минерализацию на Енисейском кряже и в Ленском районе // Минералогия и геохимия рудных месторождений Сибири.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977.— С. 34—45.

Злобин В. А., Куликов А. А., Бобров В. А. Закономерности распределения радиоактивных элементов в докембрийских отложениях заангарской части Енисейского кряжа // Радиоактивные элементы в горных породах.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975.— С. 198—203.

Злобин В. А., Пархоменко В. С. Особенности распределения благородных, редких, редкоземельных и радиоактивных элементов в углеродсодержащих и высокоуглеродистых сланцах протерозоя Урала, Сибири и Дальнего Востока // Ассоциация микроэлементов с органическим веществом в осадочных толщах Сибири.— Новосибирск: изд. ИГиГ, 1984.— С. 134—154.

Злобин В. А., Пономарева А. П. О радиогеохимических признаках рудогенерирующих магматических систем // Докл. АН СССР.— 1982.— Т. 264, № 1.— С. 209—212.

Злобин В. А., Пономарева А. П. Особенности проявления магматической деятельности в золотоносных районах Енисейского кряжа // Геология и геофизика.— 1984.— № 10.— С. 36—46.

Злобин В. А., Пономарчук В. А. Геохимическая типизация золотоносных кварцев по данным многокомпонентного инструментального анализа (МИНАА) // Докл. АН СССР.— 1979.— Т. 249, № 3.— С. 703—706.

Зопеншайн Л. П. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу.— М.: Недра, 1972.— 240 с.

Ивакин А. Н., Левшук А. Е., Орловский В. В. и др. Олово-вольфрамовое оруденение порфирового типа в Приморье // Разведка и охрана недр.— 1985.— № 8.— С. 22—26.

Иванкин П. Ф. О закрытых эксплозиях, сопровождающих гипабиссальные интрузии и их роль при формировании рудных месторождений // Вулканические и вулкано-плутонические формации.— М.: Наука, 1964.— Т. 2.— С. 171—177.

Иванкин П. Ф., Иншин П. В., Потапьев В. В. Основные черты процесса формирования субвулканических золото-серебряных месторождений // Сов. геология.— 1979.— № 6.— С. 32—44.

Иванкин П. Ф., Щеглов А. П. Районирование Алтае-Саянской складчатой области и основные черты тектоно-магматического развития в палеозое // Закономерности размещения магматических формаций Алтае-Саянской складчатой области.— Новосибирск: изд. СНИИГГИМС, 1971.— Вып. 128.— С. 4—24.

Иванов Н. Б. Этапы формирования сульфидных руд Ново-Березовского колчеданно-медно-цинкового месторождения // Геология и геофизика.— 1984.— № 2.— С. 92—98.

Ильин А. В. Геологическое развитие Южной Сибири и Монголии в позднем докембрии—кембрии.— М.: Наука, 1982.— 113 с.

Исаков В. М., Жабин В. В. Стратиграфические аспекты офиолитового магматизма Восточно-Тувинского региона и его место в структуре салаирид Саяно-Алтайской области и Монголии // Поздний докембрийский и ранний палеозой Сибири. Сибирская платформа и внешняя зона Алтае-Саянской области.— Новосибирск: изд. ИГиГ, 1986.— С. 156—177.

Капустин Ю. Л. Литология и метаморфизм терригенно-карбонатных отложений Юго-Восточной Тувы // Сов. геология.— 1980.— № 6.— С. 98—110.

Карцов А. П., Малахов А. С. Миграция элементов, геохимическая зональность и поиски глубокозалегающих гидротермальных месторождений // Геохимические методы при поисках эндогенных рудных месторождений.— М.: Наука, 1973.— С. 11—13.

Ковалев В. П. Герцинский магматизм Предсаянья.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1980.— 422 с.

Коваленко В. М. Геохимия и петрология редкометалльных гранитоидов.— М.: Наука, 1977.— 206 с.

Коваленко Н. П., Рыженко Б. Н., Барсуков В. Л. Растворимость касситерита в воде и надкритических хлоридных растворах при фиксированных окислительно-восстановительных условиях // Докл. АН СССР.— 1985.— Т. 285, № 1.— С. 217—220.

Козлов В. Д., Свадковская Л. Н. Петрохимия, геохимия и рудоносность гранитоидов Центрального Забайкалья.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977.— 253 с.

Козлов В. К., Тюкова Е. Э., Козлов В. К., Борходоев В. Я. Субсолидусные фазовые взаимоотношения арсенопирита ниже 400 °С в псевдобинарной системе пирит—

лелленгит/Сев.-Вост. КНИИ ДВНЦ АН СССР.— Магадан, 1986.— 26 с.— Деп. в ВИНИТИ 16.07.86, № 5171—В86.
Кокин А. В. Термобарометрия самородного золота и его минералов—спутников из месторождений Юго-Восточной Якутии // Геология и геофизика.— 1981.— № 5.— С. 74—79.
Кокин А. В. Мышьяковый Южно-Верхоянский геохимический феномен // Докл. АН СССР.— 1984а.— Т. 277, № 1.— С. 206—209.
Кокин А. В. Природные соляные вытяжки и их поисковое значение в зоне развития многолетней мерзлоты // Геология и геофизика.— 1984б.— № 6.— С. 37—44.
Кокин А. В. Мышьяковая Южно-Верхоянская геохимическая провинция // Геология и геофизика.— 1985.— № 1.— С. 74—81.
Константинов Р. М., Лугов С. Ф., Макеев Б. В. Геология месторождений олова зарубежных стран.— М.: Недра, 1969.— 328 с.
Коробейников В. П., Щеглов А. П., Сурков В. С. и др. Ареальные офиолиты Восточной Тувы и диапировая модель развития структурных элементов подвижных поясов // Геология и геофизика.— 1980.— № 9.— С. 19—33.
Короновский Н. В. Региональная тектоника СССР за 10 лет. Достижения и проблемы // Геотектоника.— 1987.— № 5.— С. 13—24.
Косалс Я. А. Две тенденции в формировании редкометалльно-фтористых щелочных гранитов // Докл. АН СССР.— 1984.— Т. 279, № 1.— С. 207—211.
Кравченко Э. С. О прогнозе скрытого оловянного оруденения по вторичным геохимическим ореолам // Геология руд. месторождений.— 1975.— № 1.— С. 109—113.
Кренделев Ф. П. Кларки радиоактивных элементов в породах докембрия Енисейского кряжа.— М.: Наука, 1971.— 375 с.
Кренделев Ф. П., Бобров В. А. Кларковые содержания радиоактивных элементов — урана, тория и калия — в кислых изверженных и метаморфических породах Енисейского кряжа // Геохимия и минералогия радиоактивных элементов Сибири.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1970.— С. 105—155.
Кренделев Ф. П., Гофман А. М., Климов В. И. и др. Радиогеохимические ореолы в золоторудных полях Западного Узбекистана.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976.— 52 с.
Кренделев Ф. П., Павлов А. Л. Причины сонахождения урана и золота в рудных провинциях // Радиоактивные элементы в горных породах.— Новосибирск: изд. ИГиГ, 1972.— Ч. II.— С. 22—23.
Кузнецов В. А. Геотектоническое районирование Алтае-Саянской складчатой области // Вопросы геологии Азии.— М.: Наука, 1954.— Т. 1.— С. 202—227.
Кузнецов В. А., Ильинский Ю. В. Металлогеническая эволюция фанерозойских складчатых систем юга Сибири // Геология и геофизика.— 1985.— № 10.— С. 3—9.
Кузнецов Ю. А. Петрология докембрия Южно-Енисейского кряжа // Материалы по геологии Западной Сибири.— Томск: ЗСГУ, 1941.— Вып. 15(57).— 240 с.
Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций.— М.: Недра, 1964.— 387 с.
Кузнецов Ю. А., Белоусов А. Ф., Богнибов В. И. и др. Магматические формации каледонид Алтае-Саянской складчатой области // Магматизм и металлогения Алтае-Саянской складчатой области.— Новосибирск: изд. СНИИГГИМС, 1971.— С. 5—11.
Кузнецов Ю. А., Яншин А. Л. Гранитоидный магматизм и тектоника // Геология и геофизика.— 1967.— № 10.— С. 108—121.
Лапин Б. Н. Кварц-полевошпатовые метасоматиты в рудных полях полиметаллических месторождений // Геология и геофизика.— 1985.— № 11.— С. 30—38.
Лапухов А. С. Вертикальные ритмы зональности колчеданно-полиметаллических месторождений и их поисковое значение // Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональных гидротермальных месторождений.— М.: Наука, 1976.— С. 238—243.
Лапухов А. С., Прокопенко А. И., Иванов Н. Б., Трубников Л. М. Рудообразующие системы колчеданно-полиметаллических месторождений зон смятия (Рудный Алтай).— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1986.— 192 с.
Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Петрография.— М.: Госгеолтехиздат, 1940.— 305 с.
Лепезин Г. Г., Ушакова Е. Н., Щибанов В. И., Дергачев В. Б. и др. Особенности метаморфизма Сангиленского массива (Тува) // Геология и геофизика.— 1974.— № 8.— С. 140—145.
Летников Ф. А., Вилор Н. В. Золото в гидротермальном процессе.— М.: Недра, 1981.— 224 с.
Лисицын А. П. Глобальные пояса лавинной седиментации // Обстановка осадконакопления и их эволюция.— М.: Наука, 1984.— С. 4—34.
Лисицына Г. А., Раудонис П. А. Особенности околорудных изменений на уран-молибденовых и золотых месторождениях одного рудного узла // Геология и вопросы генезиса эндогенных урановых месторождений.— М.: Наука, 1968.— С. 95—109.
Литосфера Памира и Тянь-Шаня/Хамрабаев И. Х., Зуннунов Ф. Х., Абубакиров М. Б. и др.— Ташкент: Фан УзССР, 1982.— 247 с.
Маликова И. Н. О дифференциации палингенных расплавов (по результатам геохимического исследования гранитоидных массивов) // Тезисы докладов IV семинара «Геохимия магматических пород».— М.: ГЕОХИ, 1978.— С. 82—83.

Маликова И. Н. О применении нормирования для изучения дифференциации вещества при формировании гранитоидов // Геохимия в локальном металлогеническом анализе.— Новосибирск: изд. ИГиГ, 1986.— Т. 2.— С. 92—94.
Маликова И. Н., Алабин Л. В. Геохимические параметры металлоносности гранитоидов // Тезисы докладов VII семинара «Геохимия магматических пород».— М.: ГЕОХИ, 1981.— 153 с.
Маликова И. Н., Косалс Я. А. Геохимические особенности гранитоидов области «распыленного» магматизма в связи с образованием щелочных гранитоидов (Юго-Восточная Тува) // Тезисы докладов X семинара «Геохимия магматических пород».— М.: ГЕОХИ, 1984.— С. 118—119.
Маликова И. Н., Маликов Ю. Н. Геохимические особенности гранитоидов фемпческих зон и их рудоносность // Проблемы геологии и разведки полезных ископаемых Сибири.— Томск, 1983.— С. 109—111.
Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород.— М.: Наука, 1965.— 327 с.
Маракушев А. А. Проблемы метаморфизма // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1971.— № 9.— С. 23—31.
Маракушев А. А. Проблемы рудоносности гранитоидов // Геология руд. месторождений.— 1984.— № 5.— С. 3—16.
Маракушев А. А., Безмен Н. И. Термодинамика сульфидов и окислов в связи с проблемами рудообразования.— М.: Наука. 1972.— 229 с.
Мархинин Е. К. Кальдеры и периодические вулканические очаги // Палеовулканологические реконструкции, лавы и руды древних вулканов.— Алма-Ата: Наука, 1964.— С. 139—147.
Мельгунов С. В., Митропольский А. С., Кулик Н. А. Уран и торий в процессах формирования горных пород зон глубинных разломов южной части Алтае-Саянской складчатой области // Уран и торий в магматическом и метаморфическом петрогенезисе.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983.— С. 66—125.
Металлогенические провинции и пояса Казахстана.— Алма-Ата: Наука, 1983.— 240 с.
Миронов А. Г., Гелетий В. Ф., Нестерова И. Н., Ценин А. И. Экспериментальное изучение микропримесей золота в сульфидах и магнетите (с использованием радиоизотопов) // Геохимия.— 1986.— № 5.— С. 690—703.
Митропольский А. С. Гранитоидные комплексы юго-западной части Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика.— 1972.— № 2.— С. 3—10.
Митропольский А. С., Кулик Н. А., Мельгунов С. В. О происхождении зоны метаморфических пород Южно-Чуйского хребта в Горном Алтае // Материалы по генетической и экспериментальной минералогии.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1967.— Т. V.— С. 252—267.
Митропольский А. С., Мельгунов С. В. Уран и торий в процессах эволюции геосинклинальных отложений Горного Алтая и Западного Саяна // Докл. АН СССР.— 1974.— Т. 216, № 5.— С. 1150—1153.
Митропольский А. С., Мельгунов С. В., Носова Т. Г. и др. Уран и торий в геосинклинальных отложениях Горного Алтая и Западного Саяна.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975.— 90 с.
Моисеенко В. Г. Геохимия и минералогия золота рудных районов Дальнего Востока.— М.: Наука, 1977.— 304 с.
Московенко Н. И. Высокобарические комплексы докембрия в складчатых поясах фанерозоя.— Л.: Наука, 1982.— 160 с.
Налдретт А. Дж. Сульфидные никелевые месторождения: классификация, состав, генезис // Генезис рудных месторождений.— М.: Мир, 1984.— Т. 2.— С. 253—343.
Нарсеев В. А. Эндогенная зональность золоторудных месторождений Казахстана.— Алма-Ата: ОНТИ КазИМС, 1973.— 237 с.
Некрасов И. Я., Конюшок А. А. Гетерополиядерные комплексы золота в сурьмянисто-сульфидных растворах // Докл. АН СССР.— 1982.— Т. 266, № 6.— С. 1463—1467.
Нехорошков Ю. Ф. Особенности геохимии и металлогении золота и олова в рудных районах Северо-Востока СССР // Тезисы докладов III сессии ДВ секции СГПМ «Геохимия рудных районов».— Благовещенск: изд. АмурКНИИ, 1986.— С. 24.
Нечаев С. В. Зональность и некоторые вопросы генезиса флюоритового и свинцово-цинкового оруденения в Подольском Приднестровье // Геохимия и рудообразование.— 1972.— Вып. 1.— С. 64—76.
Николаева Л. А. Генетические особенности самородного золота как критерий при поисках и оценке руд и россыпей.— М.: Недра, 1978.— С. 97—98.
Никольская Ж. Д., Трофимов В. А. О возрасте так называемых калбинских интрузий Горного Алтая // Материалы по геологии и полезным ископаемым Алтая и Казахстана.— Л.: изд. ВСЕГЕИ, 1963.— Т. 94.— С. 160—171.
Ножкин А. Д. Геолого-геохимические признаки зрелости архейских комплексов и причины рудоносности континентальных блоков земной коры // Геология и геофизика.— 1983а.— № 8.— С. 41—48.
Ножкин А. Д. Раннедокембрийские гнейсовые комплексы Енисейского кряжа и их геохимические особенности / Геология и геофизика.— 1983б.— № 9.— С. 3—11.
Ножкин А. Д. Радиоактивные элементы-индикаторы зрелости архейской континентальной коры // Докл. АН СССР.— 1983в.— Т. 270, № 1.— С. 216—219.

Ножкин А. Д. Геохимическая неоднородность архейской литосферы и ее значение для металлогении // Геология и геофизика.— 1985а.— № 6.— С. 3—12.

Ножкин А. Д. Раннедокембрийские троговые комплексы юго-западной части Сибирской платформы и их металлогения // Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985б.— С. 34—46.

Ножкин А. Д., Ковалев В. П., Мельгунов С. В. и др. Геохимическая типизация блоков континентальной коры как основа металлогенического анализа // Геохимия в локальном металлогеническом анализе.— Новосибирск: изд. ИГиГ, 1986.— Т. 1.— С. 190—193.

Ножкин А. Д., Смагин А. Н. Магматизм северо-западной части Восточного Саяна // Геология и геофизика.— 1985.— № 10.— С. 45—54.

Овчинников Л. Н. Элементы-примеси как индикатор процессов рудообразования и использования закономерностей их распределения при поисках и разведке рудных месторождений // Химия земной коры.— М.: Наука, 1964.— Т. 2.— С. 215—228.

Овчинников Л. Н. Механизм формирования первичных ореолов и рудных тел // Проблемы эндогенного рудообразования и металлогении.— Новосибирск: Наука, 1976.— С. 238—248.

Овчинников Л. Н. Геохимические основы прогноза рудных месторождений // Геохимия в локальном металлогеническом анализе.— Новосибирск: изд. ИГиГ, 1986.— С. 3—4.

Овчинников Л. Н., Баранов Э. Н., Григорян С. В., Овчинникова Л. В. Закономерности формирования первичных геохимических ореолов гидротермальных месторождений и их соотношение с околорудными изменениями // Метасоматизм и рудообразование.— М.: Наука, 1974.— С. 109—121.

Онтоев Д. О. Стадийность минерализации и зональность месторождений Забайкалья.— М.: Наука, 1974.— 244 с.

Орлов П. П. К вопросу о нахождении радиоактивных веществ в шлихах золотоносных областей Сибири // Труды Радиевой экспедиции имперской Академии наук.— Пг., 1915.— № 6.— С. 21—42.

Островский Э. Я. Антагонизм радиоактивных элементов в полях околорудных изменений и его использование в поисковой аэроспектрометрии // Сов. геология.— 1973.— № 10.— С. 99—107.

Островский Э. Я., Портнов А. М., Драбкин И. Е. Поиски близповерхностных месторождений золота в эффузивах методом аэрогаммаспектрометрии // Геология руд. месторождений.— 1970.— № 3.— С. 87—91.

Пейве А. В., Перфильев, Руженцев С. В. Проблемы внутриконтинентальных геосинклиналей // Тектоника.— М.: Наука, 1972.— С. 27—37.

Перчук Л. Л. Равновесия породообразующих минералов.— М.: Наука, 1970.— 390 с.

Петрова З. И., Левицкий В. И. Петрология и геохимия гранулитовых комплексов Прибайкалья.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984.— 201 с.

Петровская Н. В., Новгородова М. И., Цепин А. И. О химическом составе реликтов минералообразующей среды в самородном золоте // Геология руд. месторождений.— 1975.— № 5.— С. 53—61.

Петровская Н. В., Сафонов Ю. Г., Шер С. Д. Формации золоторудных месторождений // Рудные формации эндогенных месторождений.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976.— Т. 2.— С. 3—10.

Пинус Г. В. Таннуольский интрузивный комплекс (Тува).— Новосибирск: РИО СО АН СССР, 1961а.— 110 с.

Пинус Г. В. Нижнекембрийский вулканизм Тувы.— Новосибирск: РИО СО АН СССР, 1961б.— 118 с.

Пинус Г. В. К вопросу о генезисе магмы, формирующей породы габбро-плагиогранитной магматической формации (на примере Тувы) // Проблемы магмы и генезиса изверженных пород.— М.: Изд-во АН СССР, 1963.— С. 67—75.

Плюснина Л. П. Экспериментальное исследование метаморфизма базитов.— М.: Наука, 1983.— 158 с.

Плющев Е. В., Смыслов А. А., Шатов В. В. и др. Геохимическая зональность Казахстанской складчатой страны // Сов. геология.— 1982.— № 3.— С. 75—87.

Поляков Г. В., Абрамович Г. Я., Гавриченков В. М. и др. Интрузивные комплексы складчатой области Восточного Саяна, вопросы их возрастной и формационной корреляции // Региональные схемы магматизма Алтае-Саянской складчатой области.— Л.: изд. ВСЕГЕИ, 1978.— С. 53—68.

Пономарева А. П., Злобин В. А. Поведение радиоактивных элементов многофазных интрузивных серий и петрологическое значение радиогеохимических данных // Геология и геофизика.— 1982.— № 9.— С. 69—76.

Пополитов Э. М., Философова Т. М. Геохимические особенности гранитоидов таннуольского комплекса (Тува) // Ежегодник — 1972. СибГЕОХИ.— Иркутск, 1973.— С. 65—70.

Поспелов Г. Л. Строение и развитие фильтрующихся гидротермальных рудообразующих систем // Геология и геофизика.— 1962.— № 11.— С. 28—40; № 12.— С. 40—57.

Поспелов Г. Л. Геологические предпосылки к физике рудоконтролирующих флюидопроводников // Геология и геофизика.— 1963.— № 3.— С. 18—40; № 4.— С. 24—42.

Поспелов Г. Л. Парадоксы, геолого-физическая сущность и механизмы метасоматоза.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1973.— 355 с.
Потапьев В. В. Формация ультракалиевых липаритов Адрасманской вулканической мульды // Изв. вузов. Геология и разведка.— 1986.— № 2.— С. 9—18.
Предтеченский А. А. Основные черты геологического развития западной части Восточного Саяна в докембрии и кембрии.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1967.— 154 с.
Принципы и методы составления геохимических карт.— Владивосток: изд. ДВНЦ АН СССР, 1981.— 159 с.
Проблемы прикладной геохимии (материалы Второго международного симпозиума «Методы прикладной геохимии».— Новосибирск: Наука. Спб. отд-ние, 1983.— 164 с.
Пузанков Ю. М. Радиоактивность неоген-четвертичных вулканитов островных дуг в соотношении со структурами и составом фундамента // Геология и геофизика.— 1978.— № 2.— С. 53—60.
Пузанков Ю. М. Уран и торий в кремнекислых вулканических породах Камчатки // Докл. АН СССР.— 1983.— Т. 268, № 2.— С. 441—444.
Пузанков Ю. М. Уран и торий в кайнозойских базальтоидах Камчатки // Докл. АН СССР.— 1984.— Т. 279, № 2.— С. 463—467.
Пузанков Ю. М., Бобров В. А., Дучков А. Д. Радиоактивные элементы и тепловой поток земной коры полуострова Камчатка.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977.— 126 с.
Пузанов А. А. Первичные ореолы Советского золоторудного месторождения // Геохимические поиски по первичным ореолам.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983.— С. 73—80.
Пятов О. М., Семенов М. И. Особенности размещения и перспективы молибденового и вольфрамового оруденения в Северо-Восточной Туве // Критерии прогнозной оценки эндогенного оруденения Алтае-Саянской области.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1982.— С. 58—60.
Радкевич Е. А. К вопросу о типах металлогенических провинций и рудных районов // Закономерности размещения полезных ископаемых.— М.: Изд-во АН СССР, 1959.— С. 25—60.
Радкевич Е. А., Томсон И. Н., Кокорин А. М. и др. Зональность и глубинность оловянного оруденения (на примере Кавалеровского района).— М.: Наука, 1980.— 180 с.
Размахнин Ю. Н., Размахнина Э. М. О дуговых разломах Приморья и их металлогеническом значении // Рудные провинции и генетические типы месторождений олова и вольфрама.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975.— С. 142—152.
Ракишев Б. М. Некоторые методические вопросы геохимического районирования Казахстана // Изв. АН КазССР. Сер. геол.— 1983.— № 1.— С. 81—84.
Рогов Н. В. Геология докембрийского гранитоидного комплекса Тувинского нагорья Сангилен (мигматит-анатектитовая формация высокого уровня среза): Автореф. ...дис. канд. геол.-мин. наук.— Новосибирск, 1967.— 24 с.
Рогов Н. В., Зайков В. В., Кривенко А. П. Вулканические и плутонические комплексы Тувы // Региональные схемы магматизма Алтае-Саянской складчатой области.— Л.: изд. ВСЕГЕИ, 1978.— С. 73—80.
Рогов Н. В., Никитчин П. А. Складчатые комплексы докембрия Сангилена (Юго-Восточная Тува) // Материалы по геологии Тувинской АССР.— Кызыл: Тувин. кн. изд-во, 1969.— С. 31—35.
Ронов А. Б. Осадочная оболочка Земли.— М.: Наука, 1980.— 78 с.
Ронов А. Б., Ярошевский А. А. Химический состав земной коры и ее оболочек // Тектоносфера Земли.— М.: Наука, 1978.— С. 379—403.
Росляков Н. А., Звягин В. Г. Геохимические поисковые критерии золоторудных столбов в кварц-сульфидных жилах // Проблемы образования рудных столбов.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1972.— С. 111—119.
Рослякова Н. В. Геохимия золота в гидротермальном процессе на примере Берикульского золоторудного месторождения // Золото и редкие элементы в геохимических процессах.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976.— С. 82—105.
Рослякова Н. В., Бортникова С. Б., Радостева Н. Е., Цимбалист В. Г. Геохимические индикаторы при поисках и прогнозной оценке золотого оруденения // Геохимические поиски по первичным ореолам.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983.— С. 57—63.
Рослякова Н. В., Росляков Н. А. Эндогенные ореолы месторождений золота.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975.— 130 с.
Руб М. Г., Гладков Н. Г., Павлов В. А. Щелочные элементы и стронций в рудоносных (Sn, W, Ta) дифференцированных магматических ассоциациях // Докл. АН СССР.— 1983.— Т. 268, № 6.— С. 1463—1466.
Руб М. Г., Руб А. К., Акимов В. М. Редкометалльные граниты Центрального Сихотэ-Алиня // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1986.— № 7.— С. 33—46.
Рудник В. А., Соботович Э. В. Ранняя история Земли.— М.: Недра, 1984.— 349 с.
Рундквист Д. В. Современные представления о геологическом строении и зональности месторождений // Геология руд. месторождений.— 1980.— № 6.— С. 3—17.
Рундквист Д. В., Денисенко В. К., Павлова И. Г. Грейзеновые месторождения (онтогенез и филогенез).— М.: Недра, 1971.— 328 с.

Ручкин Г. В., Ивакин А. Н., Шнайдер М. С. и др. Геологическое строение и генетические особенности оловянно-вольфрамового месторождения штокверкового типа в Приморье // Тихоокеанская геология.— 1986.— № 2.— С. 68—75.
Рябчиков И. Д., Баранова Н. Н., Зотов А. В., Орлова Г. П. Стабильность $Au(OH)^0$ р-р в надкритической фазе воды и металлоносность магматических флюидов, равновесных с гранитной магмой // Геохимия.— 1985.— № 2.— С. 267—268.
Рябчиков И. Д., Ефимов А. С., Кулигин В. М., Шилин Н. Л. Физико-химический анализ поведения золота в процессе дегазации кислых магм // Проблемы геохимии эндогенных процессов.— Новосибирск: Наука, 1977.— С. 14—19.
Санин Б. П., Токарев А. П. Минерально-геохимические критерии оценки и прогнозирования свинцово-цинкового оруденения // Геология и геофизика.— 1977.— № 5.— С. 74—81.
Сахарова М. С., Аполлонов В. Н., Калиткина Н. А., Кривицкая Н. Н. О раннем золоте и возможностях его перераспределения в сульфидных рудах // Актуальные проблемы геологии золота на Северо-Востоке СССР.— Магадан, 1972.— С. 64—69.
Сахарова М. С., Кривицкая Н. Н., Ряховская С. К. Накопление и перегруппировка вещества в процессе образования золотосульфидного оруденения в терригенно-осадочных толщах // Построение моделей рудообразующих систем.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1987.— С. 227—236.
Сезько А. П. Корреляция метаморфических, магматических и тектонических процессов в докембрии Восточного Саяна // Корреляция эндогенных процессов Сибирской платформы и ее обрамления.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1982.— С. 60—73.
Сидоренко А. В. Вступительное слово на съезде Всесоюзного минералогического общества 18 октября 1977 // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва.— 1977.— Вып. 2, ч. 106.— С. 129—134.
Силаев В. П. Минералогия и генезис стратиформной сульфидной минерализации.— Л.: Наука, 1982а.— С. 232.
Силаев В. П. Зональность Саурей-Лекынтальбейского рудного узла на Полярном Урале и прогноз рудоносности.— Сыктывкар, 1982б.— 35 с.
Силаев В. П. Минералогическая зональность рудных районов и ее практическое значение (на примере Полярного Урала) // Вопросы прикладной минералогии.— Ростов-на-Дону, 1984.— С. 23—30.
Силичев М. К. Геологическое положение и особенности структуры золоторудного месторождения // Геология золоторудных месторождений.— 1970.— № 2.— С. 96—101.
Силичев М. К., Белозерцева Н. В. Зональность распределения примесей в кварцах, арсенопиритах и сфалеритах золоторудного месторождения // Геохимия.— 1980.— № 3.— С. 379—384.
Скорняков П. И. Следы контактового метаморфизма в золотоносной жиле 1 из района руч. Игуменовского на Колыме // Материалы по геологии и полезным ископаемым, СВ СССР.— Магадан: Кн. изд-во, 1949.— Вып. 5.
Слободской Р. М. Элементоорганические соединения в магматогенных и рудообразующих процессах.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981.— 135 с.
Смирнов В. П. Геология полезных ископаемых.— М.: Недра, 1976.— 688 с.
Смыслов А. А., Титов В. К. Радиогеологическая зональность континентальной земной коры // Проблемы радиогеологии.— М.: Наука, 1983.— С. 57—76.
Сурков Ю. А. Космохимические исследования планет и спутников.— М.: Наука, 1985.— 309 с.
Сырицо Л. Ф., Сарин Л. П., Спиридонов А. А. и др. Уровни концентраций Pb и Sr как показатели специализации гранитоидов зон активизации // Докл. АН СССР.— 1984.— Т. 278, № 5.— С. 1221—1224.
Сырицо Л. Ф., Спиридонов А. А. Уровни концентрации Pb и Sr — ведущие геохимические индикаторы развития интрузивного магматизма и связанного с ними рудогенеза в зонах тектономагматической активизации // Геохимия в локальном металлогеническом анализе.— 1986.— Т. 1.— С. 58—59.
Сыромятников Н. Г., Иванова Э. П., Трофимова Л. А. Радиоактивные элементы как геологические индикаторы породо- и рудообразования.— М.: Атомиздат, 1976.— 231 с.
Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов.— М.: Наука, 1977.— 279 с.
Таусон Л. В. Проблемы прикладной геохимии // Symposium, Methoods geochemical prospecting (MGP). Prague Geological survey.— 1979.— V. 1, pt 1.— P. 8—13.
Таусон Л. В. Типизация магматитов и их потенциальная рудоносность // 27-й Международный геологический конгресс.— М.: Наука, 1984.— С. 221—229.
Телешев А. Е. Взаимоотношения разнотипных гранитоидов Бреньского плутона с девонским вулканическим комплексом Восточной Тувы // Магматические комплексы складчатых областей юга Сибири.— Новосибирск: Наука, 1981.— С. 63—104.
Телешев А. Е., Дистанова А. Н. Типы палеозойских гранитоидных ассоциаций Восточной Тувы и их возраст // Петрология и рудоносность магматических формаций Сибири.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983.— С. 183—198.
Телешев А. Е., Поляков Г. В., Балыкин П. А. Дерзигский плутон — типичный пред-

ставитель среднепалеозойского граносиенит-гранитового комплекса Восточной Тувы // Геология и геофизика.— 1976.— № 2.— С. 34—45.
Томсон И. Н., Кочнева Н. Т., Шаякубов Т. Ш. и др. Орогенные структуры Чаткало-Кураминского региона // Рудоносность орогенных структур Среднего Тянь-Шаня.— М.: Наука, 1985.— С. 48—89.
Трошин Ю. П. Геохимическое значение вариаций содержания кислорода в биотите // Геохимия.— 1983.— № 4.— С. 514—521.
Трошин Ю. П., Гребенщикова В. И., Бойко С. М. Геохимия и петрология редкометалльных плюмазитовых гранитов.— Новосибирск: Наука, 1983.— 182 с.
Усенко С. Ф., Чеботарев М. В. Геология и оловоносность Приамурья.— М.: Недра, 1973.— 236 с.
Фаворская М. А. Эволюция эндогенных процессов при формировании оловорудных и свинцово-цинковых месторождений Приморья // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1985.— № 10.— С. 28—35.
Федорчук В. П., Никифоров Н. А. Об использовании надрудного пирита в качестве индикатора при поисках низкотемпературных месторождений закрытого типа // Разведка и охрана недр.— 1958.— № 5.— С. 1—10.
Филатов Е. И. Полиметаллические месторождения фанерозоя.— М.: Недра, 1986.— 198 с.
Фирсов Л. В. Игуменовское золоторудное месторождение.— Магадан, 1958.— Вып. 23.— С. 192—262.
Фирсов Л. В. Пентагон-додекаэдрические микрокристаллы в контактово-метаморфизованных перекристаллизованных жилах на Северо-Востоке СССР // Докл. АН СССР.— 1963.— Т. 148, № 3.— С. 681—683.
Франклин Дж. М., Лаудон Дж. У., Сангстер Д. Ф. Колчеданные месторождения вулканической ассоциации // Генезис рудных месторождений.— М.: Мир, 1984.— Т. 2.— С. 39—252.
Хильтова В. Я., Лобач-Жученко С. Б., Митрофанов Ф. П. и др. Строение и эволюция архейской литосферы // Проблемы эволюции раннедокембрийской литосферы.— Л.: Наука, 1985.— 226 с.
Чеботарев Г. М., Конеева Р. И. К вопросу о предмете и методе микроминералогии // Теория и методология минералогии.— Сыктывкар, 1985.— Т. 1.— С. 27—32.
Чиков Б. М. Парагенезно-структурный метод оценки перспектив оруденения в зонах смятия (на примере Рудного Алтая) // Геология и геофизика.— 1987.— № 11.— С. 19—24.
Шахов Ф. Н. К вопросу о происхождении гранитных магм // Минерал. сб. Львов. геол. о-ва.— 1956.— № 10.— С. 3—8.
Шахов Ф. Н. О происхождении гранитных магм и рудных месторождений // Магматизм и связь с ним полезных ископаемых.— М.: Изд-во АН СССР, 1960.— С. 110—121.
Шахов Ф. Н. Геология жильных месторождений.— М.: Наука, 1964.— 221 с.
Шахов Ф. Н. Магма и руды // Геология и геофизика.— 1966.— № 10.— С. 3—9.
Шахов Ф. Н. О рудоносности гранитоидных интрузий // Рудообразование и его связь с магматизмом.— М.: Наука, 1972.
Шахов Ф. Н., Чернов В. Г., Потапьев В. В. Зоны пегматоидных включений в роговиках гранитных куполов (Юго-Восточный Алтай) // Геология и геофизика.— 1970.— № 4.— С. 57—75.
Шугурова Н. А., Цимбалист В. Г. Определение катионного состава (золото, серебро, медь, свинец, цинк) из жидкой фазы включений атомно-абсорбционным методом // Термобарометрия и геохимия рудообразующих флюидов.— Львов: изд. Института геологии и геохимии горючих ископаемых, 1985.— С. 60.
Щерба Г. Н. Грейзеновые месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений.— М.: Недра, 1968.— С. 378—442.
Щерба Г. Н. Геотектоногены и рудные пояса.— Алма-Ата: Наука, 1970.— 182 с.
Щерба Г. Н. Очерки металлогении Казахстана.— Алма-Ата: Наука, 1981.— 240 с.
Щерба Г. Н., Дьячков Б. А., Нахтигаль Г. П. Металлогения Рудного Алтая и Калбы.— Алма-Ата: Наука, 1984.— 240 с.
Щербаков Ю. Г. О некоторых особенностях золоторудных месторождений Трансильвании // Геология и геофизика.— 1960.— № 6.— С. 134—138.
Щербаков Ю. Г. Геохимическая классификация элементов // Докл. АН СССР.— 1965.— Т. 164, № 4.— С. 917—920.
Щербаков Ю. Г. Геохимическая эволюция Земли и эндогенное рудообразование // Золото и редкие элементы в геохимических процессах.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976а.— С. 14—33.
Щербаков Ю. Г. Геохимическая эволюция и рудные формации // Проблемы эндогенного рудообразования и металлогении.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976б.— С. 217—229.
Щербаков Ю. Г. Источники вещества и типизация месторождений золота // Природа растворов и источники рудообразующих веществ эндогенных месторождений.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979.— С. 33—41.
Щербаков Ю. Г. Периодическая система и космогеохимическое распределение элементов // Геология и геофизика.— 1982.— № 1.— С. 74—84.
Щербаков Ю. Г. Относительные коэффициенты концентрации пар элементов в прикладн-

ной геохимии // Проблемы прикладной геохимии.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983.— С. 53—58.

Щербаков Ю. Г. Геохимические критерии источников металлов и оценка эндогенных месторождений на глубину // Геология и геофизика.— 1984.— № 8.— С. 74—81.

Щербаков Ю. Г., Золотухин В. В., Кузнецов В. А. и др. Коэффициенты концентрации элементов как источник информации об условиях рудообразования // Геохимия.— 1980.— № 11.— С. 1662—1674.

Щербаков Ю. Г., Кесаль Я. А., Маликова И. Н. ОК-критерий развития и рудоносности гранитоидов юга Сибири // Тезисы докладов Всесоюзного VI петрографического совещания.— Л.: Изд-во АН СССР, 1981.— С. 346—347.

Щербаков Ю. Г., Рослякова Н. В. Критерии глубины золотого оруденения на примере Берикульского рудного поля в Кузнецком Алатау // Вопросы геологии месторождений золота.— Томск: Изд-во Томского ун-та, 1970.— С. 298—302.

Щербаков Ю. Г., Рослякова Н. В. Об индикаторном значении отношений металлов в золоторудных месторождениях // Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979.— Т. 2.— С. 129—135.

Щербаков Ю. Г., Рослякова Н. В. Генетическая модель гидротермального рудообразования на примере золоторудных месторождений // Генетические модели эндогенных рудных формаций.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983.— С. 132—139.

Щербаков Ю. Г., Росляков Н. А., Рослякова Н. В. и др. Геохимические методы при поисках глубокозалегающих и перекрытых месторождений золота // Геохимические методы поисков глубокозалегающих рудных месторождений.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1980.— С. 22—34.

Юдович Я. Э. Региональная геохимия осадочных толщ.— Л.: Недра, 1981.— 87 с.

Юшко-Захарова О. Е. Платиноносность рудных месторождений.— М.: Недра, 1975.— 248 с.

Яковлев Г. Ф., Яковлева Е. Б. Рудоносные флюидпорфировые комплексы Юго-Западного Алтая // Вестн. МГУ. Сер. геол.— 1973.— № 2.— С. 72—86.

Яновский В. М., Сорокин В. Н. Структурный контроль оруденения и морфология рудных тел на прожилково-вкрапленных месторождениях золота // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1974.— № 7.— С. 78—88.

Ящук В. И. Магматизм Манского прогиба // Геологическое строение Манского прогиба и его положение в Саяно-Алтайских «байкалидах».— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978.— С. 149—174.

Anderson G. M., Burnham C. V. The solubility of quartz in supercritical water // Amer. Y. Sci.— 1965.— V. 263, N 6.— P. 494—506.

Bacon C. R., Macdonald R., Smith R. L., Baedecker R. A. Pleistocen High-Silica Rhyolites of the Coso Volcanic Field, Inyo Country, California // Tourn. of geophys, research.— 1981.— V. 86, N 311.— P. 1023—1024.

Brookin D. Q. Uranium and Thorium abundences, whole rock chemistry and trace element Chemistry, Zuni mountains, New Mexico // Mount. geologins.— 1982.— V. 19, N 3.— P. 83—90.

Brown E. H. The crossite content of Ca-amphibole as a guide to pressure of metamorphism // I. Petrol.— 1977.— V. 18, N 1.— P. 53—72.

Chappell B. W. Source rocks of I and S type granites in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia // Philosoph. trans. of the Royal soc. of London.— 1984.— V. 310.— P. 693—707.

Chappell B. W., White A. J. R. Two contrasting granite types // Pacific Geology.— 1974.— V. 8.— P. 173—174.

Collins W. J., Beams S. D., White A. J. et al. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia // Contr. Mineral. Petrol.— 1982.— V. 80.— P. 189—200.

Condie E. C. Archean magmatism and crustal thichening // Bull. Geol. Sol. America.— 1973.— V. 84.— P. 2981—2992.

Henley S. Petrogenesis of quartz porphyry dyces in South-West England // Nature Phys. Sci.— 1972.— V. 235, N 57.— P. 95—97.

Henley R. W. Solubility of gold in hydrothermal chloride solutions // Chem. Ged.— 1973.— V. 11, N 2.— P. 73—88.

Kennedy G. C., Wasserburg G. Y., Heard H. C., Newton R. C. The upper three-phase region in the system SO_2—H_2O // Amer. Y. Sci.— 1962.— V. 260, N 7.— P. 501—521.

Kretschmar U., Scott S. D. Phase relations involbing arsenopyrite in the system Fe—As—S and their application // Canad. Mineral.— 1976.— V. 14.— P. 364—386.

Morey G. W., Hesselgesser Y. M. The solubility of some minerals in superheated steam at high pressures // Econ. Geol.— 1957.— V. 46, N 5.— P. 821—835.

Norman J. P., Pallister J. S., Brown M. A. et al. Palladium, platinum, rhodium, iridium and ruthenium in chromite-rich rocks from the Samail ophiolite, Oman // Canad. Mineral.— 1982.— V. 20.— P. 537—548.

Schidlowski M. Untersuchungen zur Metallogenese im südwestlichen Witwatersrand // Becken. Beih. geol.— 1970.— 80 s.

Seward T. M. Thio complexes of gold and the of gold in hydrothermal ore solutions // Geoch. et cosmoch. Acta.— 1973.— V. 37, N 3.— P. 379—401.

Turecian K. K., Wedepohl K. N. Distribution of elements in some major units of the Earths crust. // Geol. Soc. America Bull.— 1961.— V. 72, N 2.— P. 175—186.

Weissberg B. G. Gold-silver ore-grade precipitates from New-Zealand thermal water // Econ. Geol.— 1969.— V. 64, N 1.— P. 95—108.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие 3

Таусон Л. В. Магмы и руды 5

Шило Н. А., Умитбаев Р. Б., Гончаров В. П., Дылевский Е. Ф., Иванов О. Н., Кулешов Б. А., Лычагин П. П., Соболев А. П., Иванов В. С., Левашов Г. Б., Сахно В. Г., Хомич В. А., Сухов В. И., Ручкин Г. В., Воеводин В. Н., Игнатьев А. Б. Геодинамика, магматическая и металлогеническая зональность северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса (ТПП) 17

Ножкин А. Д., Ковалев В. П., Мельгунов С. В., Пузанков Ю. М. Геохимическая типизация блоков континентальной коры как основа металлогенического анализа 22

Туркин И. С. Геохимические критерии рудоносности вулканогенных пород Алтае-Саянской области 47

Красников Н. Н., Аношин Г. Н. Некоторые геохимические особенности пород одного из зеленокаменных поясов Становой гранулит-зеленокаменной области 54

Щерба Г. Н., Ракишев Б. М. Геохимическое районирование Казахстана . . . 61

Тюкова Е. Э., Гибшер Н. А. Развитие гидротермального процесса магматогенно-рудного узла Яно-Колымской складчатой системы 67

Маликова И. Н., Маликов Ю. П., Иванова Л. Д., Дмитриева А. Н., Кишкина В. Г. Геохимические особенности развития гранитоидного магматизма Восточной Тувы 74

Злобин В. А. Поведение радиоактивных элементов при формировании золотого оруденения 92

Кокин А. В. Геохимические критерии источников вещества и условий образования некоторых золоторудных месторождений Юго-Восточной Якутии 101

Аношинский Н. Н., Долгушина А. А., Садур О. Г. Зональность гранито- и рудообразования — основа локального прогнозирования эндогенного оруденения 107

Потапьев В. В. Некоторые особенности процесса формирования рудоносного массива субвулканических риолитов в Центральном Карамазаре (Срединный Тянь-Шань) 112

Лапухов А. С., Канышин А. А., Лапин Б. П., Перцева А. П., Кудряшов А. М., Лонарев В. В. Геохимические индикаторы рудообразующих систем полигенных колчеданно-полиметаллических месторождений 124

Бойко С. М., Гребенщикова В. И., Трошин Ю. П. Геохимические особенности рудно-магматических систем с оловянным оруденением (Забайкалье) . . 130

Моисеенко В. Г., Мирошюк А. Ф. Состав флюидов, формировавших месторождения олова и золота Дальнего Востока 139

Ручкин Г. В., Шнайдер М. С., Шнайдер А. А., Ильиных В. В. Геохимическая эволюция рудно-магматической системы на одном из оловянно-вольфрамовых месторождений грейзенового типа (Приморье) 144

Некрасов И. Я., Диман Е. Н. Геохимические критерии образования рудных столбов на золоторудных месторождениях 150

Сахарова М. С., Кривицкая Н. Н., Ряховская С. К. Концентрирование золота вкрапленными сульфидами при гидротермальных процессах рудообразования в терригенно-осадочных толщах (по природным и экспериментальным данным) 157

Рослякова Н. В., Борисенко А. С., Осоргин Н. Ю., Радостева Н. Е., Цимбалист В. Г., Шугурова Н. А. Металлы во флюидных включениях золоторудных месторождений 165

Силаев В. И. Парадигма глобальной геохимической дифференциации и перспективы минералого-геохимических исследований рудоносности 180

Щербаков Ю. Г. Геохимия в металлогеническом анализе 190

Список литературы 206