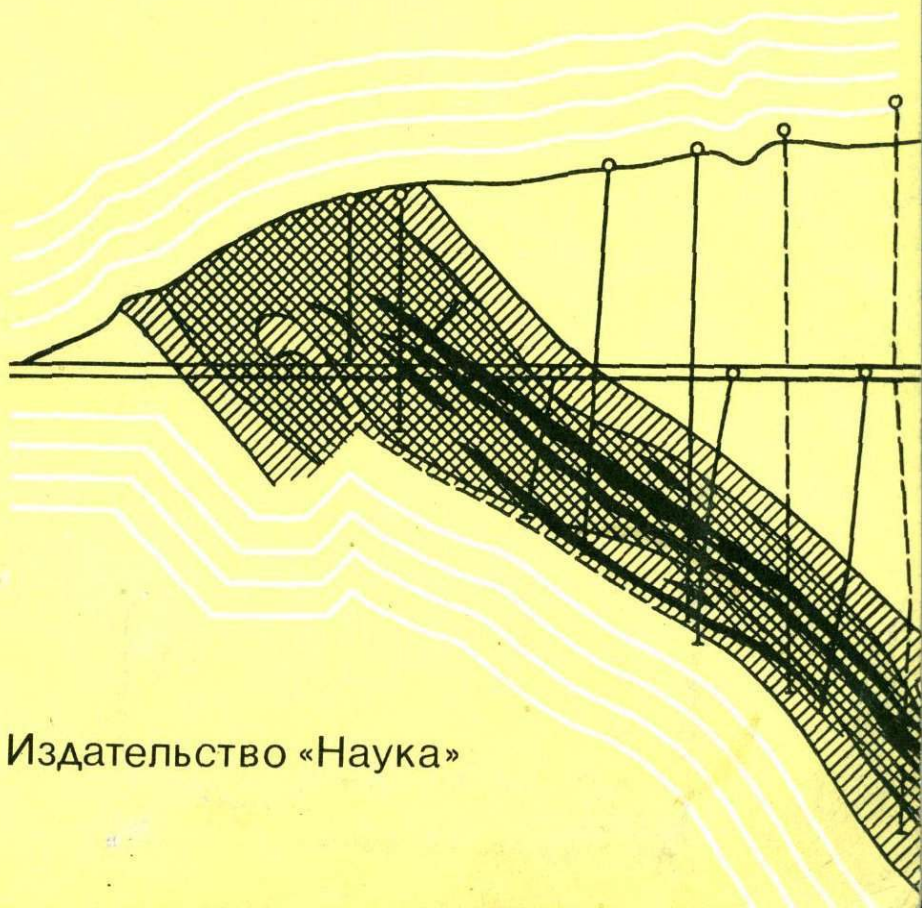


# ГЕОХИМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ПРИ ПОИСКАХ СКРЫТОГО ОРУДЕНЕНИЯ



Издательство «Наука»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

Межведомственный совет по проблеме  
"Научные основы геохимических методов  
поисков месторождений полезных ископаемых"

Институт минералогии, геохимии  
и кристаллохимии редких элементов

4382

# ГЕОХИМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ПРИ ПОИСКАХ СКРЫТОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Ответственные редакторы:

член-корр. АН СССР В.Л. БАРСУКОВ,  
доктор геол.-минерал. наук С.В. ГРИГОРЯН



МОСКВА  
"НАУКА"  
1984



Работа содержит статьи известных специалистов, которые в совокупности достаточно полно раскрывают современные достижения, проблемы и задачи отечественной геохимии применительно к поискам рудных месторождений. Тематика сборника чрезвычайно разнообразна. Статьи сгруппированы в три раздела: геологические основы геохимических поисков, теоретические основы геологических поисков, методические основы геохимических поисков. Большинство статей являются крупными обобщениями в соответствующей области, содержат большой оригинальный материал и характеризуются новизной постановки и решения вопросов.

Рецензенты:

В.В. ИВАНОВ, В.С. ПОПОВ

### ГЕОХИМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ПРИ ПОИСКАХ СКРЫТОГО ОРУДЕНЕНИЯ

*Утверждено к печати Институтом минералогии, геохимии  
и кристаллохимии редких элементов*

Редактор *А.В. Назаров*. Редактор издательства *Т.Б. Гришина*  
Художник *В.Я. Батищев*. Художественный редактор *И.Ю. Нестерова*  
Технический редактор *И.И. Джиоева*. Корректор *В.П. Крылова*

Набор выполнен в издательстве на наборно-печатющих автоматах

ИБ № 28081

Подписано к печати 11.11.84. Т—18750. Формат 60 x 90 1/16. Бумага офсетная № 1  
Гарнитура Универс. Печать офсетная. Усл.печ.л. 13,0. Усл.кр.-отг. 13,3. Уч.-изд.л. 16,9  
Тираж 750 экз. Тип. зак. 1932. Цена 2 р. 60 к.

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

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Сборник посвящен 70-летию выдающегося советского геолога, директора Института минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов, члена-корреспондента АН СССР Льва Николаевича Овчинникова.

Л.Н. Овчинников — ученый широкого профиля. Главным направлением его творческой деятельности является исследование фундаментальных проблем теории рудообразования, геолого-геохимических закономерностей размещения рудных месторождений. В последние годы Л. Н. Овчинников особое внимание уделяет разработке и совершенствованию теоретических основ геохимических методов поисков рудных месторождений и их комплексирования с геологическими и геофизическими исследованиями. Он — один из авторов научного открытия о едином зональном ряде химических элементов в первичных ореолах.

Прогрессивные геохимические методы поисков скрытого оруденения, разработанные в ИМГРЭ под руководством Л.Н. Овчинникова, с высокой экономической эффективностью внедряются многими производственными организациями. Развитию этого направления посвящены статьи коллег и учеников Л.Н. Овчинникова, помещенные в этом сборнике.

В первом разделе сборника сгруппированы статьи по геологическим основам геохимических методов поисков. В статье В.А. Прокина обсуждается роль источников воды и рудного вещества в гидротермальных растворах, формы и способы их миграции. Базируясь на представлениях Л.Н. Овчинникова о формировании зональных рудно-геохимических ореолов путем взаимодействия гидротермального раствора с трещинно-коровым пространством, автор доказывает, что наряду с инфильтрационным диффузионный способ миграции рудных компонентов имеет важное значение. Е.В. Плющев развивает точку зрения Л.Н. Овчинникова на гидротермальный процесс как на широкомасштабные геологические явления, определяя гидротермальную деятельность как процесс функционирования палеогидродинамических систем термодинамически регрессивной направленности. Г.А. Твалчрелидзе на основе выполненного им металлогенического анализа раннедокембрийских зеленокаменных поясов мира обосновывает необходимость коренного пересмотра представлений о слабом проявлении процессов рудообразования в архее и катархее. Я.Н. Белевцев в острополемической статье акцентирует внимание на актуальных вопросах теории метаморфогенного рудообразования, считая, что при определении генезиса эндогенных месторождений следует учитывать не только процессы рудоотложения, но и всю сумму геологических факторов образования пород, с которыми месторождение генетически связано. Геолого-геофизические признаки металлогенической специализации орогенных магматических комплексов Сихотэ-Алиня рассмотрены в статье Е.А. Кулиша и С.Ф. Усенко. Дальнейшему развитию нового перспективного направления в металлогении — стереометаллогении, разработанному под руководством Л.Н. Овчинникова, посвящена статья В.Д. Баранова, в которой обосновывается общая схема геолого-геохимического прогнозирования с последо-

вательным сужением площади перспективных районов и изменением масштаба исследования.

Во втором разделе сборника обсуждаются общие вопросы теории геохимических поисков и фундаментальные проблемы геохимии и петрохимии. В статье А.А. Маракушева дан анализ свойств химических элементов, непосредственно связанных с их электронной структурой, и охарактеризованы геохимические режимы приобретения элементами тех или иных окислительных состояний в процессах глубинного минералообразования. Л.С. Бородин обсуждает выявленные им геохимические тренды изверженных пород и проблему концентрации и рассеяния элементов в связи с образованием рудоносных редкометалльных гранитов. Ф.П. Кренделев описывает новые методы радиогеохимии, позволяющие резко повысить чувствительность определений U, Th и K, и на основании выявленной корреляции с нерадиоактивными элементами обосновывает новый способ поисков золотых и полиметаллических месторождений. В статье Д.И. Горжевского охарактеризованы температурные, барические и химические условия образования свинцово-цинковых руд разных рудноформационных типов и различные источники металлов этих руд.

В третьем разделе сборника помещены статьи методического и прикладного характера. Они написаны ведущими специалистами в данной области и имеют первостепенное значение для использования геохимии при поисках и разведке различных типов месторождений. Так, И.А. Неженский и Д.В. Рудкевич в качестве важнейших характеристик, используемых при количественном прогнозировании, предлагают использовать удельную рудоносность, соотношение месторождений по масштабам, региональные кларки и дисперсии фоновых концентраций. А.И. Перельман обсуждает проблему рудообразования на геохимических барьерах и предлагает матричный принцип систематики геохимических данных при прогнозировании новых процессов образования руд. В статье С.В. Григоряна дан обстоятельный анализ состояния изученности первичных ореолов месторождений различных типов и намечены пути совершенствования геохимических методов при поисках скрытого оруденения. В.В. Поликарпочкин с соавторами обосновывают эффективность выявления месторождений золота и редких металлов в депрессиях биохимическим методом. В статье Т.А. Ивановой и Г.М. Мейтува описан характер распределения щелочных металлов в вертикальной метасоматической колонке золото-серебряных месторождений и на этом основании даны новые рекомендации для проведения наземных и аэрогамма-спектрохимических поисков месторождений данного типа.

В целом материалы сборника затрагивают различные стороны научного направления, развиваемого Л.Н. Овчинниковым, они содержат оригинальный фактический материал и новые теоретические и методологические разработки в области практического использования геохимии при поисках скрытого оруденения.

УДК 553.065

*В.А. Прокин*

О НЕКОТОРЫХ ВОПРОСАХ  
ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

Невозможность непосредственного наблюдения и трудность экспериментального воспроизведения процессов гидротермального рудообразования обусловили дискуссионность этой проблемы. Не претендуя на полное ее освещение, кратко рассмотрим вопросы источников воды и рудного вещества в гидротермальных растворах, формы и способы их миграции. По каждому из них наблюдается прогрессивная эволюция представлений, обусловленная развитием теоретических и экспериментальных исследований, широким размахом работ по изучению месторождений, рудных полей и рудоносных провинций.

В отношении источников воды наблюдается резко выраженный переход от ранее господствовавших представлений о моногенном магматическом источнике к полигенности гидротермальных вод. Новые представления подтверждены изучением газово-жидких включений в минералах, палео-гидрогеологическими построениями, исследованием изотопного состава кислорода в водах и рудообразующих минералах [5,6]. Обобщая состояние данного вопроса, В.И. Смирнов [18] выделяет пять источников воды гидротермальных растворов: 1) магматическая или ювенильная, 2) метаморфическая, 3) захороненная вода древних осадков (эвапоритовая), 4) атмосферная или вадозная, 5) морская. Месторождения, в которых руды отложились из вадозных термальных вод, Ф.В. Чухров [19] предложил выделять в особую группу вадозно-гидротермальных. В последние годы в связи с усилением внимания к стратиформным месторождениям большое значение придается эвапоритовым и морским водам [8].

Источники рудного вещества также прежде связывали с магматическими расплавами. Однако детальными геохимическими исследованиями различных типов послемагматических месторождений доказаны различные источники рудного вещества [6]. При этом установлено, что многие полезные компоненты руд вынесены из вмещающих пород [1, 2, 11, 16]. Об этом же свидетельствуют региональные обобщения. Так, на уральских колчеданных месторождениях рудные тела, залегающие среди базальтовых толщ, имеют существенно медный состав. По мере возрастания доли кислых пород в геологическом разрезе месторождений в рудах увеличиваются содержание цинка и отношение цинка к меди (рис. 1). Исследованиями Л.Н. Овчинникова и Р.И. Луткова установлено, что отношение меди к цинку в медноколчеданных рудах Урала идентично таковому в рудовмещающих базальтах.

Зависимость состава руд от геохимических особенностей вмещающих пород четко выражена на стратиформных телотермальных месторождениях, в которых медные руды залегают преимущественно в терригенных толщах, свинцово-цинковые — в карбонатных отложениях, золото-рудные и урано-

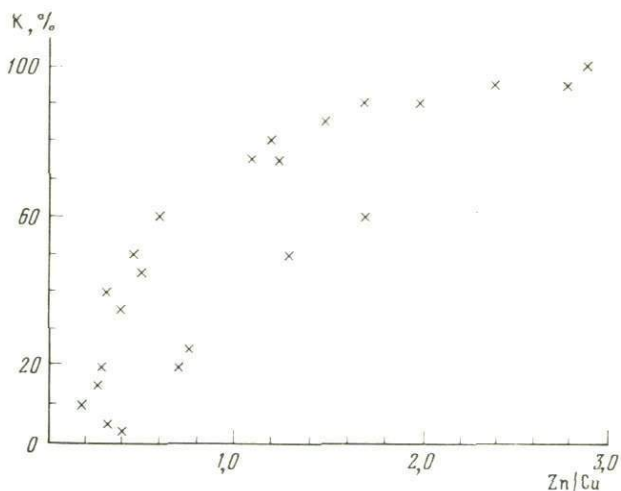


Рис. 1. Зависимость состава руд от состава вмещающих пород на Уральских колчеданных месторождениях

$K$  — доля кислых вулканитов в составе рудовмещающей толщи;  $\frac{Zn}{Cu}$  — отношение среднего содержания цинка по месторождению к среднему содержанию меди

вые — в черносланцевых образованиях [11]. Наблюдается также тенденция к металлогенической специализации интрузии в зависимости от состава вмещающих пород. Е.А. Радкевич [17] на примерах районов Дальнего Востока и Забайкалья показала, что в связи со сходными кислыми интрузивными комплексами среди терригенных отложений формируются месторождения олова и вольфрама, а среди карбонатных пород — свинца и цинка.

Приведенные примеры металлогенической специализации вулканогенных и осадочных толщ на медные, медно-цинковые, олово-вольфрамовые и свинцово-цинковые руды находят объяснение при сравнении кларков перечисленных металлов (табл.). Повышенные кларки металлов в горных породах, вмещающих соответствующие месторождения, указывают на определенную роль заимствования рудного вещества из вмещающих пород.

Во многих рудных провинциях наблюдается металлогеническая специализация региональных геологических структур независимо от состава вмещающих пород: свинцово-цинковая в зоне Главного Кавказского хребта, редкометальная в Успенской зоне Казахстана, ртутная — в Центрально-Азиатском поясе [9]. Это указывает на главную роль глубинного (мантийного) вещества в месторождениях перечисленных зон. Следовательно, в общем случае состав руд определяется как глубинными — мантийными источниками, так и внутрикоровыми или вмещающими породами. Роль того или другого источника зависит от генетических особенностей месторождения, подвижности химических элементов, конкретных геологических условий. В низкотемпературных условиях из вмещающих пород могут извлекаться лишь более подвижные химические элементы: цинк, свинец, сурьма; а в более высокотемпературных — менее подвижные: медь, железо, титан.

Среди внутрикоровых источников В.И. Смирнов выделяет ассимиляционный магматический и фильтрационный внемагматический. К ним

Средние содержания элементов (в %) в горных породах<sup>1</sup>

Горные породы	Cu	Zn	Pb	Sn	W
Базальтовые	$8,7 \cdot 10^{-3}$	$1,05 \cdot 10^{-2}$	$6 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$7 \cdot 10^{-5}$
Гранитоиды (бедные кальцием)	$1 \cdot 10^{-3}$	$3,9 \cdot 10^{-3}$	$1,9 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$2,2 \cdot 10^{-4}$
Песчаники	$x \cdot 10^{-4}$	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$7 \cdot 10^{-4}$	$x \cdot 10^{-5}$	$1,6 \cdot 10^{-4}$
Глины	$4,5 \cdot 10^{-3}$	$9,5 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-4}$	$1,8 \cdot 10^{-4}$
Глинистые осадки глубоководные	$2,5 \cdot 10^{-2}$	$1,65 \cdot 10^{-2}$	$8 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$x \cdot 10^{-4}$
Карбонатные	$4 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$9 \cdot 10^{-4}$	$x \cdot 10^{-5}$	$6 \cdot 10^{-5}$

<sup>1</sup> Краткий справочник по геохимии. Недра, 1977, с. 52–54.

следует добавить метаморфический источник вещества для метаморфогенно-гидротермальных месторождений.

Ассимиляционный источник вещества характерен для гранитофильной группы гидротермальных месторождений. Металлы, поглощаемые из горных пород при их гранитизации, переотлагаются в период и после консолидации гранитоидных интрузий.

Механизм метаморфогенного способа извлечения рудного вещества из горных пород описан в работах Н.Г. Судовикова, Я.Н. Белевцева, В.А. Буряка [2]. Сущность его в общем виде следующая: из зон высоких ступеней метаморфизма, соответствующих гранулитовой и амфиболитовой фациям, в условиях повышенных температур и давлений выносятся многие металлы — железо, медь, свинец, цинк, золото и др., а в зонах низких ступеней метаморфизма, соответствующих зеленосланцевой и цеолитовой фациям, происходит переотложение этих химических элементов, местами достигающее промышленных концентраций. В породах гранулитовой и амфиболитовой фаций иногда образуются "реститовые" месторождения, сложенные минералами "инертных" химических элементов — андалузитом, силлиманитом и др. В частности, такая модель предложена для объяснения условий формирования крупнейших золоторудных месторождений Южной Африки [20].

Фильтрационный источник, точнее, фильтрационный способ извлечения рудообразующих веществ из вмещающих пород на путях движения гидротермальных растворов, пояснения не требует. Он изучен экспериментально юбиларом и другими исследователями [14]. Следует лишь добавить, что инфильтрация гидротермальных растворов вдоль зон проницаемости всегда сопровождается диффузией по периферии этих зон. О большой роли диффузионной экстракции свидетельствуют мощные зоны массивных метасоматических пород, развитые на многих месторождениях: альбититовых, скарновых, колчеданных. Эти зоны нередко обеднены некоторыми металлами: железом, медью, редкими элементами. Следовательно, рассматриваемый источник рудного вещества лучше называть диффузионно-инфильтрационным.

Наиболее распространенным представлением о миграции рудного вещества является схема восходящей инфильтрации гидротермальных растворов. Как главная, предполагалась ионная форма миграции рудного вещества в виде истинных растворов. Однако малая растворимость металлов в воде заставила искать другие формы их миграции. Л.Н. Овчинников

показал, что несравненно большей растворимостью обладают комплексные и полимерные соединения, устойчивые при высоких температурах и давлениях, но разлагающиеся с понижением этих параметров [14]. С другой стороны, в рудах многих месторождений распространены коллоидные текстуры, указывающие на присутствие коллоидов в момент рудоотложения. Поскольку коллоиды обладают малой подвижностью, можно предполагать, что они могут кратковременно существовать во время рудоотложения при пересыщении растворов. С учетом сказанного в обобщенном виде эволюцию форм химических соединений рудного вещества в гидротермальных растворах от высокотемпературных к низкотемпературным условиям можно представить в виде схемы: полимеры → комплексные соединения → истинные растворы → коллоиды. В конкретных случаях эта цепь может быть неполной — например, при уменьшении температуры и давления комплексы могут разлагаться, образуя зону рудоотложения.

Опираясь на определенную общность в распределении химических элементов в эндогенных геохимических ореолах, Л.Н. Овчинников рассматривает гидротермальный раствор и трещинно-поровое пространство как хроматографическую систему, проявление в которой осадительных процессов (комплексоразрушающих, восстановительных и других) приводит к формированию зональных рудно-геохимических систем [15].

Из двух способов миграции рудного вещества — инфильтрационного и диффузионного — обычно отдается предпочтение первому. По нашему мнению, роль диффузии в процессах миграции недооценивается. Если инфильтрация в земной коре происходит локально и периодически, то диффузия, обусловленная стремлением вещества к выравниванию концентраций, точнее, к химическому равновесию, происходит повсеместно и непрерывно. Широкое развитие пористости, трещиноватости и микротрещиноватости в горных породах, вмещающих рудные месторождения, более глубокое познание физико-химической природы диффузионных процессов, а также большая продолжительность геологических событий позволяют считать, что диффузионный способ миграции рудных компонентов имеет существенное значение.

Для оценки количественной стороны диффузионных процессов рассмотрим простейший случай, подобный описанному В.С. Голубевым и А.А. Гарибянцем [3]. Пусть имеется открытая трещина, через которую фильтруется рудоносный раствор с постоянной концентрацией вполне подвижной меди. В объеме вмещающих пород равномерно развиты микротрещины, заполненные водным раствором. Последний находится в равновесии с минералами вмещающих пород. Фильтрацией в микротрещинах пренебрегаем. Считаем, что медь из открытой трещины диффундирует в боковые породы, но в последних на протяжении первых 100 м не осаждается, а затем происходит осаждение меди. Последнее способствует сохранению разности ее концентраций и постоянной скорости диффузии ионов меди.

Предполагаем, что в процессах образования сульфидных месторождений большую роль могли играть сульфаты. По данным Дж. Кэй и Г. Лэби [10], растворимость сернокислой меди ( $\text{CuSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ ) в воде при температуре 100°С составляет 75,4 г (или 15 г меди) в 100 г воды. Согласно справочнику химика (т. III, с. 923, 1965 г.), коэффициент диффузии меди —  $D$  при концентрации 0,10 моль/л и температуре 17°С составляет 0,39 см<sup>2</sup>/сут или округленно 0,4 см<sup>2</sup>/сут, что составляет  $46 \cdot 10^{-7}$  см<sup>2</sup>/с. Значения других параметров рассматриваемой модели принимаем в следующих цифрах: конечная концентрация меди  $C_0 = 0$  (а, следовательно, разность концентраций  $dc = 15 \cdot 10^{-2}$ ); эффективная порис-

тость  $-P = 5\% = 5 \cdot 10^{-2}$ , расстояние диффузии  $dx = 100$  м или  $10^4$  см. В стационарном непрерывно действующем диффузионном потоке с постоянным градиентом концентраций зависимость между различными параметрами определяется первым законом Фика:

$$\frac{dm}{dt} = Dq \frac{dc}{dx}.$$

Принимая площадь сечения  $q = 1 \text{ см}^2$  (а с учетом пористости  $1 \cdot 5 \cdot 10^{-2}$ ) и подставляя соответствующие значения других параметров, получаем

$$\frac{dm}{dt} = 46 \cdot 10^{-7} \cdot 5 \cdot 10^{-2} \frac{15 \cdot 10^{-2}}{10^4} = 3,45 \cdot 10^{-12}.$$

Определим количество меди, перенесенной через  $1 \text{ см}^2$  в 10 млн. лет или  $3,1 \cdot 10^{14} \text{ с}$   $m = 3,45 \cdot 10^{-12} \cdot 3,1 \cdot 10^{14} = 1069,5 \text{ г/см}^2$ .

При площади рудного тела  $100 \cdot 1000$  м общее количество отложенной меди составит  $1069,5 \cdot 10^2 \cdot 10^3 \cdot 10^4 = 1069,5 \cdot 10^9$  г или 1 069 500 т. Указанные запасы характерны для крупного месторождения меди. В приведенном примере показана возможность диффузионного переноса металлов от открытой трещины до места рудоотложения при формировании гидротермально-метасоматических месторождений.

Рассмотрение основных вопросов гидротермального рудообразования нельзя ограничивать изучением только рудных тел и их ближайшего окружения. Необходимо охватывать рудоносные магматические комплексы и в целом крупные рудоносные зоны и провинции. В период известной дискуссии о генезисе гранитов Д.С. Коржинским выдвинута гипотеза о сквозьмагматических растворах. Позднее она трансформирована применительно к процессам рудообразования [7]. Ф.А. Летников и др. [12] показали, что состав флюидов по мере проникновения их в верхние горизонты земной коры и взаимодействия с горными породами закономерно меняется от восстановительных ( $\text{CH}_4$ ,  $\text{H}_2$ ,  $\text{CO}$ ) к окислительным ( $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$ ). На стадии окисления может происходить рудоотложение. Без привлечения транскоровых флюидов трудно объяснить вышеуказанную металлогеническую специализацию региональных геологических структур, наличие бескорневых массивов гранитоидов, бензигрузивных скарных зон [4].

Обширные исследования по изучению эндогенных флюидов проведены в последние годы в Сибирском отделении АН СССР. Выявлены особенности состава флюидов мантийных пород, процессов гранитообразования [13], метаморфизма. Проведенные исследования подтвердили существование флюидов как постоянной составляющей продуктов эволюции верхней мантии и их изменение в процессе миграции через земную кору. Очевидна большая роль флюидов в процессах эндогенного рудообразования вообще и гидротермального в частности.

Д.С. Коржинский и др. [7] указали на парагенетическую связь рудоносных флюидов и мантийных магматических расплавов. Они предполагают, что магматические колонны служат путями миграции рудоносных флюидов, а послемагматическое оруденение концентрируется в головной (верхней) части флюидопроводящих магматических колонн.

Можно предполагать, что в результате воздействия трансмагматических флюидов на горные породы (в головной части флюидопроводящих систем) в одних зонах происходит вынос рудообразующих компонентов, а в других — переотложение и концентрация до промышленных содержаний. В зависимости от места в этой флюидной системе и конкретных физико-

химических условий зоны выноса могут быть представлены продуктами дифференциации мантий, внутрикоровыми гранитоидами, зонами высоких степеней метаморфизма, метасоматитами. Так, скарново-железорудным месторождениям сопутствуют диориты, граниты, осветленные метасоматиты [4], колчеданным — кварцевые диориты, плагиограниты, серицит-кварцевые метасоматиты [16], редкометальным — альбититы и грейзены [1].

Гипотеза транскоровых рудоносных флюидов помогает объяснить некоторые эмпирические металлогенические закономерности. Например, во многих складчатых поясах установлена закономерная смена во времени натриевых магматических формаций, несущих медноколчеданную и колчеданно-полиметаллическую минерализацию, натрий-калиевыми магматическими комплексами со скарново-магнетитовым и скарново-полиметаллическим оруденением и, наконец, калиевыми гранитоидами с редкометальными месторождениями. Следовательно, существует определенная геохимическая эволюция флюидов в зонах дегазации мантии. Главными ее составляющими на ранней стадии развития геосинклинали являются натрий и сера, на позднегеосинклинальной стадии — натрий, калий и кислород, на орогенной — калий и кислород. Соответственно эволюционируют и металлы: железо и медь, железо и титан, золото, редкие металлы, сурьма, ртуть и др. Однако металлы в какой-то степени могут быть заимствованы из вмещающих пород. В качестве альтернативного существует представление о выносе калия, кислорода и редких металлов из блоков континентальной коры, сохранившихся внутри геосинклинальных областей. Указанное изменение состава флюидов определяет металлогенический спектр разных стадий развития геосинклиналей, нашедшее отражение в схемах их металлогенического развития, разработанных Ю.А. Билибиным, В.И. Смирновым и др.

Эволюция источника флюидов, и, в особенности, последующее взаимодействие их с горными породами земной коры приводят к большому разнообразию эндогенных месторождений. При этом рудное вещество может иметь различное происхождение: привноситься из мантии, извлекаться из горных пород земной коры ассимиляционным, метаморфогенным или диффузионно-инфильтрационным способами. Соотношения мантийного и корового рудного вещества могут быть самыми различными: от полностью мантийных в сульфидных медно-никелевых месторождениях до чисто коровых в некоторых телетермальных месторождениях урана, золота, свинца и цинка.

Гипотеза транскоровых флюидных рудоносных систем является основой для разработки универсальной теории послемагматического и гидротермального рудообразования. На существование такого "универсального стандартного в своей основе, рудообразующего раствора", создающего сходные зональные рудно-геохимические системы, указывал Л.Н. Овчинников [15].

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Беус А.А. Геохимический анализ явлений высокотемпературного послемагматического метасоматоза и рудообразования в гранитоидах. — В кн.: Химия земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963, т. 1, с. 178—194.
2. Буряк В.А. Метаморфизм и рудообразование. М.: Недра, 1982. 256 с.
3. Голубев В.С., Гарибяни А.А., Гетерогенные процессы геохимической миграции. М.: Недра, 1968. 191 с.
4. Дымкин А.М., Баклаев Я.П., Нечкин Г.С., Полтавец Ю.А. Некото-

- рые особенности формирования железорудных месторождений Урала. — В кн.: Геология и генезис железорудных месторождений. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981, с. 3—6.
5. *Ермаков Н.П.* Геохимические системы включений в минералах. М.: Недра, 1972. 375 с.
  6. Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976. 340 с.
  7. *Коржинский Д.С., Перцев Н.Н., Зотов И.А.* Трансмагматические флюиды и магматогенное рудообразование. — В кн.: Тез. докл. VI симпоз. Междунар. ассоциации по генезису руд. месторождений. Тбилиси, 1982, с. 31—32.
  8. *Кривцов А.И.* Количественные аспекты проблемы источников вещества рудных месторождений. — Геология руд. месторождений, 1981, № 5, с. 3—18.
  9. *Кузнецов В.А.* Центрально-Азиатский пояс мезозойской тектоно-магматической активизации и ртутного оруднения. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1975, т. 11, с. 190—200.
  10. *Кэй Дж., Лэби Г.* Таблицы физических и химических постоянных. М.: Физматгиз, 1962. 247 с.
  11. *Лавров Н.П., Барсуков В.Л.* Урановые месторождения района Аллигетор Риверс (Северная Австралия). — Геология руд. месторождений, 1977, № 2, с. 16—32.
  12. *Летников Ф.А., Карпов И.К., Киселев А.И.* Флюидный режим земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1977. 214 с.
  13. *Летников Ф.А., Леонтьев А.Н., Гантимурова Т.П.* Флюидный режим гранитообразования. Новосибирск: Наука, 1981. 184 с.
  14. *Овчинников Л.Н.* Плутоногенные гидротермальные месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968, с. 443—489.
  15. *Овчинников Л.Н.* Геохимическая модель образования гидротермальных месторождений. — В кн.: Тез. докл. VI симпоз. Междунар. ассоциации по генезису руд. месторождений. Тбилиси, 1982, с. 40—41.
  16. *Прокин В.А., Исмагилов М.И., Захаров А.А.* Масштабы и условия миграции вещества при формировании метасоматических сульфидных залежей. — В кн.: Эндогенные рудные месторождения. М.: Недра, 1968, с. 123—135.
  17. *Радкевич Е.А.* Металлогенические провинции Тихоокеанского рудного пояса. М.: Наука, 1977. 176 с.
  18. *Смирнов В.И.* Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1982. 670 с.
  19. *Чухров Ф.В.* О вадозно-гидротермальных месторождениях. — В кн.: Проблемы металлогении и рудогенеза. Алма-Ата: Наука, 1974, с. 34—50.
  20. *Anhaeusser C.R.* Archean Metallogeny in Southern Africa. — Econ. Geol., vol. 71, 1976, p. 16—43.

УДК 553.26

*Е.В. Плющев*

#### ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКОЕ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЕ КАК РЕГИОНАЛЬНОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ЯВЛЕНИЕ И ЕГО МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Во многих работах Л.Н. Овчинникова [7 и др.] гидротермальный процесс рассматривается как широкомасштабное геологическое явление, что находит полное подтверждение при региональном картировании гидротермально-измененных пород.

Гидротермальная минерализация, представленная крупнокристаллическими жильными или метасоматическими агрегатами с разнообразными и выразительными выделениями рудных и других редких минералов, составляет крайне малую часть от общего объема гидротермально-метасоматических образований. Более 90% производных гидротермальной деятельности представлено невзрачной вкрапленностью и мелкими безрудными прожилками таких рядовых минералов петрогенных элементов, как кварц, щелочные полевые шпаты, светлые калиевые слюды, хлориты, карбонаты,

эпидот и т. п. На фоне региональных зон слабых гидротермально-метасоматических изменений, охватывающих в плане сотни и первые тысячи квадратных километров, гидротермальные месторождения с сечениями до первых квадратных километров представляют собой хотя и весьма ценные, но акцессорные включения.

Основное внимание минералогов и геохимиков приковано к изучению именно этих включений (т. е. месторождений), а результаты таких исследований непроизвольно распространяются на гидротермальную деятельность в целом, которая благодаря этому обычно представляется как узколокальное явление. Работы П. Ниггли и других исследователей привели к укоренившемуся мнению, что это узколокальное явление представляет собой побочный продукт магматизма, генетически связанный с отделением легколетучих компонентов от магмы. На этой гипотезе базировались основы эндогенной металлогении С.С. Смирнова и Ю.А. Билибина и многие современные представления о гидротермальном рудообразовании.

Наряду с этим в наиболее известной классификации рудных месторождений В.И. Смирнова [15] среди гидротермальных месторождений выделяются: а) плутоногенные, б) вулканогенные, в) амагматические, что согласуется с представлениями этого же ученого о многообразии источников рудного вещества при гидротермальном рудообразовании [14]. Л.Н. Овчинников [7, с. 52] вполне определенно утверждает: "...гидротермальные месторождения, т. е. месторождения, образованные из горячих водных растворов, могут иметь различное происхождение".

### Гидротермальная деятельность

Постепенно складывается определенное представление о гидротермальной деятельности как о вполне самостоятельном геологическом явлении, периодически проявляющемся в развитии подвижных областей. В определенном смысле это явление не подчиненное, а одноранговое с такими геологическими явлениями, как магматизм, метаморфизм, седиментогенез, выветривание и т. п.

Взаимосвязь этих одноранговых явлений осуществляется в рамках земной коры, точнее, в верхней ее части, видимо, до глубины 5–10 км, на иерархических уровнях структурно-формационных комплексов или складчатых систем и, вероятно, крайне редко на уровне отдельных формаций. Другими словами, можно говорить о гидротермальных циклах (в понимании В.А. Жарикова), отвечающих периодом развития геосинклинально-складчатой или сводово-глыбовой систем, об этапах гидротермальной деятельности, связанных с развитием определенного структурно-формационного комплекса, и о стадиях гидротермальной деятельности, обусловленных конкретными геологическими событиями.

При этом под конкретным геологическим событием понимается: а) внедрение плутона в относительно холодные и обводненные породы с созданием внутринтрузивной и околоинтрузивной гидродинамических систем, функционирующих в период остывания плутона; б) становление наземной вулканической депрессии с захоронением в ее недрах магматических эманаций в вулканическом материале, седиментогенных и инфильтрогенных вод и создание депрессионно-поствулканической гидродинамической системы при вскрытии депрессии разломами или внедрении экстрюзий; в) тектоническая перестройка и перемещение блоков с различной историей геологического развития, вскрытие разломами глубоких уровней термальной гидросферы и создание приразломных гидродинамических систем; г) другие геологические события.

Таким образом, под гидротермальной деятельностью понимается периодическое зарождение, стабильное функционирование и отмирание в подвижных областях континентальной коры гидродинамических систем, осуществляющих глубинную циркуляцию газовой жидкости, преимущественно водных растворов в направлении снижения термодинамических параметров, т. е. в термодинамически регрессивном направлении.

Периоды существования таких гидродинамических систем отвечают обособленным стадиям гидротермальной деятельности, которые в таком понимании более соразмерны со стадиями геологического развития, чем представления о стадиях минералообразования.

Стабильное функционирование отдельных гидротермальных гидродинамических систем достигает миллионов и десятков миллионов лет и обычно приходится на паузы магматической активности и осадконакопления, т. е. на те перерывы в истории геологического развития подвижных областей, которые часто лишены вещественных производных, кроме собственно гидротермально-метасоматических или других эпигенетических новообразований.

В анализе истории развития подвижных областей таким паузам уделяется меньше внимания, чем периодам интенсивного осадконакопления и активного магматизма, хотя их металлогеническое значение огромно. Поэтому вопросы эндогенной металлогении в достаточно детальных масштабах рассмотрения не могут быть исчерпаны анализом магматических, осадочных и метаморфических формаций и их взаимоотношением с рудными формациями. Возникает необходимость использования прогрессивных методов формационного анализа для эпигенетических образований в полном объеме их проявления, в геологических масштабах пространства и времени, а не в выборочном варианте как, например, формации околорудных метасоматитов, рудные формации и т. п.

### Региональные метасоматические формации

Образование гидротермально-метасоматической формации соответствует стадии гидротермальной деятельности, отвечающей периоду функционирования обособленной гидродинамической системы, обусловленной конкретным геологическим событием. Такое историко-геологическое определение гидротермально-метасоматической формации не снижает ее структурно-вещественного содержания, но существенно отличает выделяемые объекты от более распространенного понимания метасоматических формаций как петрологических [4] и околорудных [13].

Поэтому в дальнейшем мы будем говорить о региональных гидротермально-метасоматических формациях (РМФ), покажем статистическую устойчивость слагающих их метасоматических зон (эпипородных тел), устойчивость объединяющих эти зоны (тела) структурных отношений и целостности выделяемых объектов.

Истинные масштабы гидротермальной деятельности в полном объеме ее проявления стали выясняться в последние годы в ходе специального картирования эпигенетических минеральных ассоциаций в пределах крупных рудоносных территорий [9, 11, 12, 1, 2 и др.]. Систематизация и обобщение этих материалов показали, что широким площадным распространением пользуются разнообразные ассоциации гидротермальных минералов, отвечающие не только пропилитаам (зеленокаменному изменению), фельдшпатолитаам, калишпатофирам и альбитофирам (краснокаменное изменение), но и типичным околорудным метасоматическим преобразованиям (кашпц-мусковитовая ассоциация), вторичных кварцитаам (кварц-серпентиновая ассоциация),

Таблица 1

Схематическая структурно-вещественная классификация статистически устойчивых ассоциаций гидротермальных минералов

Ассоциация	Кварцево-светлослюдястые	
	простые	сложные
Скрыто-мелкокристаллические	$Q + HSer$ ; аргиллизитовая	$Q + HSer + Chl + Cc$ ; гидросерцит-березитовая
Мелко-среднекристаллические	$Q + Ser$ ; вторичнокварцитовая	$Q + Ser + Chl + Fsp$ ; серцит-березитовая
Средне-крупнокристаллические	$Q + Ms$ ; грейзеновая	$Q + Ms + Fsp$ ; березито-грейзеновая

Примечание. Индексами обозначены ведущие минералы:  $Q$  — кварц,  $HSer$  — гидросерцит,  $Ser$  — серицит,  $Ms$  — мусковит,  $Chl$  — хлорит,  $Cc$  — карбонат,  $Fsp$  — щелочной полевой шпат,  $Ep$  — эпидот,  $Act$  — актинолит,  $Amf$  — амфибол,  $Px$  — пироксен,  $Rib$  — щелочные амфиболы,  $Hm$  — гематит,  $Bt$  — биотит.

аргиллизитам (кварц-каолинит-гидросерцитовая ассоциация), альбититам (хлорит-карбонат-альбитовая ассоциация), гумбейтам (серцит-карбонат-калишпатовая ассоциация) и т. п. Систематика статистически устойчивых ассоциаций гидротермальных минералов регионального распространения и соответствующие им названия метасоматитов приведены в табл. 1 [11].

Размеры зон с устойчивым распространением той или иной из перечисленных минеральных ассоциаций достигают сотен, а иногда и первых тысяч квадратных километров при развитии на глубину на сотни метров и первые километры. Количество гидротермальных минералов в пределах таких зон составляет в среднем приблизительно 10%. Распределение новообразованной минерализации неравномерное. Обычно она составляет 5–20% от объема исходных пород, но встречаются скопления с содержанием 80–100%

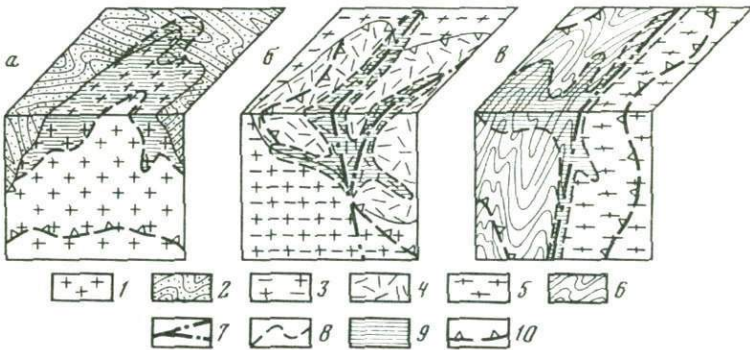


Рис. 1. Геологические условия проявления сопряженных зон метасоматизма

а — фельдшпатолиито-грейзеновая, б — калишпатофибро-аргиллизитовая; в — пропилито-березитовая системы; 1 — граниты внедренного плутона; 2 — вмещающие флишеидные образования; 3 — гранитоиды фундамента; 4 — вулканиты наложенной депрессии; 5 — гнейсы и кристаллические сланцы инверсионного поднятия; 6 — флишеидные образования геосинклинального прогиба; 7 — разломы; 8 — собственные границы метасоматических зон; 9 — центральные зоны; 10 — внешние контуры периферических зон

Темноцветные		Полевошпатовые	
простые	сложные	простые	сложные
<i>Ep + Chl</i> ; хлорит-пропилитовая	<i>Ep + Chl + Fsp</i> ; полевошпат-хлорит-пропилитовая	<i>Fsp + Chl</i> ; хлорит-фельдшпатовая	<i>Fsp + Q + Hm</i> ; гематит-фельдшпатовая
<i>Ep + Act</i> ; актинолит-пропилитовая	<i>Ep + Act + Fsp</i> ; полевошпат-актинолит-пропилитовая	<i>Fsp + Act</i> ; актинолит-фельдшпатовая	<i>Fsp + Q</i> фельдшпатовая
<i>Pu + Amf + Ep</i> ; скарновая	<i>Pu + Amf + Fsp</i> ; полевошпат-скарновая	<i>Fsp + Rib</i> ; щелочноамфибол-фельдшпатовая	<i>Fsp + Q + Bi</i> биотит-фельдшпатовая

(тела метасоматитов и жилы выполнения) и столь же редкие участки неизмененных пород. Таким образом, каждая такая зона содержит  $10^9 - 10^{11}$  т новообразованной минерализации, возникшей за счет переработки гидротермальными растворами пород осадочных, магматических и метаморфических формаций. Естественно, что правильно оценить масштабы гидротермальной деятельности и определить ее место в истории геологического развития региона без учета этих фактов невозможно.

Существование региональных по масштабам проявления зон относительно слабых гидротермально-метасоматических изменений пород, установленное специальным картированием эпигенетической минерализации, не только характеризует истинные масштабы гидротермальной деятельности, но и позволяет более определенно выявить природу этого явления. Анализ карт показывает устойчивую повторяемость определенных сочетаний рассматриваемых зон [11]. Так, в пределах многих гранитоидных интрузий (рис. 1, а) сочетаются региональные зоны биотит-фельдшпатовых и грейзеновых ассоциаций, что ранее отмечалось А.А. Беусом [3] и многими другими. В контактовых зонах ряда интрузий зональная пропилизация сочетается с телами скарнов, иногда контактовых вторичных кварцитов и березитов, что согласуется с данными Д.С. Коржинского [6] и др. В вулканических депрессиях, претерпевших кальдерное обрушение, с широким развитием игнимбритов (рис. 1, б) отмечается сонахождение гематит-фельдшпатовых (калишпатофировых) зон с аргиллизитовыми и вторично кварцитовыми [16]. В крупных полосах влияния долгоживущих разломов фиксируется сонахождение зон пропилизации и березитизации (рис. 1, в), что отмечается как в геосинклинально-складчатых, так и сводово-глыбовых областях.

Не имея возможности останавливаться на отдельных примерах, отметим только, что подобные устойчивые сочетания зон, связанных с определенными геологическими событиями, отражают закономерную внутреннюю неоднородность единых ареалов гидротермальной деятельности и соответствуют геологическому пониманию региональных метасоматических формаций (РМФ). В строении каждой РМФ отмечаются одна или несколько пар сопряженных зон метасоматизма, что в сходном, но не тождественном

Таблица 2

## Классификация региональных метасоматических формаций (РМФ)

	Плутоногенный	Вулканогенный	Тектоногенный
Геологические условия	Становление внедренных плутонов	Становление наземных вулканогенных массивов	Тектонические перестройки при низкой магматической активности
Состав периферические зоны	Фельшпатолит-пропилитовые	Фельдшпатофиновые	Пропилитовые
центральные зоны	Грейзены, скарны, щелочно-амфиболовые и турмалин-амфиболовые фельдшпатиты (калишпатиты, альбититы) с более поздними березитами, вторичными кварцитами и аргиллизитами	Аргиллизиты, вторичные кварциты с подчиненными хлоритовыми альбититами и калишпатитами	Березиты, серицитолиты с переходами к вторичным кварцитам, кварц-альбитовые и альбитовые метасоматиты (эйситы)
Строение	Концентрически-зональное, многостадийное	Вертикально-зональное, многоцентровое, малостадийное	Линейно-вытянутое, малостадийное
Гидротермально-метасоматические системы	Внутриинтрузивные и околоинтрузивные	Депрессионно-пост-вулканические	Приразломные
Примеры РМФ	Фельдшпатолит-грейзеновая, калишпатолит-пропилитовая, скарново-пропилитовая, оксеталитовая, альбитит-щелочно-пропилитовая и др.	Калишпатофино-аргиллизитовая (разновидности: альбитит-аргиллизитовая, калишпатит-аргиллизитовая) и др.	Пропилит-серицитолитовая, пропилит-березитовая (разновидности: собственно березитовая, березит-альбитовая, березитоидная) и др.

понимании отмечал ранее Ю.В. Казицын [5]. Сопряженные, т. е. одновременно формирующиеся в разных участках единой гидродинамической системы, зоны не одинаковы по своей роли в строении РМФ и могут быть подразделены на "периферические" и "центральные". При этом периферические зоны рассматриваются как зоны зарождения и формирования химического состава гидротермальных растворов, а центральные зоны — как зоны преобразования и разгрузки этих растворов. В табл. 2 приведена принципиальная схема классификации РМФ.

## Гидротермально-метасоматические системы

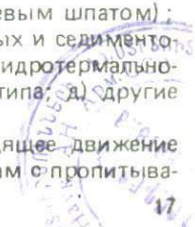
В качестве мест зарождения гидротермальных растворов (т. е. периферических зон) выявляются: а) зоны зеленокаменного перерождения обводненных осадочных и осадочно-вулканогенных комплексов пород, переходящие в зоны регионального и приразломного субщелочного метасоматоза, т. е. в зоны пропилитизации (карбонат-хлорит-эпидотовая ассоциация); б) обводненные вулканогенные депрессии с накоплением перегретого вулканического материала (игнимбритового типа), пересыщенного магматическими эманациями, запечатанными в стекловатых разностях, с

переходами в зоны пластового и объемного кремне-щелочного (преимущественно кремне-калиевого) метасоматоза, т. е. в зоны фельшпатолитов (гематит-кварц-альбит-калишпатовая ассоциация); в) кристаллизующиеся интрузивные массивы, исходно обогащенные летучими компонентами (фтор, хлор и др.), с переходами к проявлениям кремне-щелочного метасоматоза (ранняя калишпатизация, реже альбитизация), т. е. в зоны фельшпатолитов (биотит-кварц-альбит-калишпатовая ассоциация); г) ореолы контактового прогрева исходно обводненных пород с переходами в зоны скарирования и контактовой пропилитизации, т. е. в зоны субщелочного железо-магний-кальциевого метасоматоза (пироксен-амфибол-эпидотовая ассоциация); д) другие обстановки.

4382  
Возникающие в отмеченных условиях гидротермальные растворы выжимаются в сторону дренирующих участков пониженного давления и, продвигаясь в регрессивном термобароградиентном поле, эволюционируют в направлении возрастающей кислотности. Характерными для периферических зон являются метасоматические колонки центростремительного типа, в которых парагенезисы внутренних зон отражают состав не исходного, а преобразованного в ходе миграции раствора, т. е. состав раствора, поступающего затем в центральные зоны. Анализ этих колонок свидетельствует о проявлении в пределах периферических зон слабощелочного метасоматоза (кремне-калиевого, кремне-натриевого, железо-кальций-магниевого). Геохимические исследования показывают, что при этом наряду с накоплением перечисленных петрогенных элементов происходит извлечение из пород ряда рудных элементов, исходные содержания которых превышают кларковые, разрушаются сингенетические корреляционные связи — идет процесс рассеяния или гомогенизации вещества. При этом процессы кремне-щелочного метасоматоза способствуют избирательному извлечению из пород высоковалентных ионов ( $\text{Th}^{4+}$ ,  $\text{Mo}^{4+}$ ,  $\text{U}^{4+}$ ,  $\text{Nb}^{5+}$ ,  $\text{Sn}^{4+}$ ,  $\text{Ta}^{5+}$ ,  $\text{W}^{6+}$  и др.) с образованием их миграционно способных комплексных соединений с F, В и др. Процесс железо-магний-кальциевого метасоматоза благоприятствует извлечению низковалентных ионов ( $\text{Pb}^{2+}$ ,  $\text{Sn}^{2+}$ ,  $\text{Zn}^{2+}$ ,  $\text{Cu}^{2+}$ ,  $\text{Ag}^{1+}$ ,  $\text{Au}^{1+}$  и др.), миграционно способных при высоком парциальном давлении  $\text{CO}_2$ .

В качестве мест разгрузки гидротермальных растворов (т. е. центральных зон) выделяются: а) прикровельные (купольные, гребневые и т. п.) части внедренных гранитоидных plutонов, исходно обогащенных летучими компонентами, представленные зонами грейзенизации с переменными количествами калишпата, иногда альбита (кварц-мусковитовая ассоциация с калиевым полевым шпатом или альбитом); б) придонные, приразломные, внутриэкструзивные и другие высокопроницаемые части вулканических депрессий, выраженные зонами аргиллизации, вторичных кварцитов, подчиненными проявлениями альбититов и калишпатитов (кварц-каолинит-гидросерицитовая ассоциация с альбитом или калиевым полевым шпатом); в) зоны долгоживущих разломов, их изгибы и пересечения с другими разрывами на границах блоков с различной историей развития, представленные зонами березитизации с подчиненными проявлениями эйситизации, гумбеитизации, иногда вторичных кварцитов и т. п. (карбонат-хлорит-серицит-кварцевая ассоциация с альбитом или калиевым полевым шпатом); г) придонные и субаквальные части осадочно-вулканогенных и седиментогенных впадин с самоизливом гидротерм и образованием гидротермально-осадочных пород или метасоматических зон березитового типа; д) другие обстановки.

В пределах центральных зон преимущественно восходящее движение растворов происходит по относительно открытым трещинам с пропитыва-



нием околотрещинного пространства и созданием метасоматической зональности центробежного типа (инфильтрационная или диффузионная метасоматическая зональность, по Д.С. Коржинскому). Этот тип зональности, характерный для околорудных метасоматитов, изучен наиболее досконально. В этом отношении центральные зоны РМФ можно рассматривать как совокупность слившихся между собой внешних частей околорудных метасоматических ореолов. Однако такое представление недостаточно полно отражает сущность зон разгрузки гидротермально-метасоматических систем. Зональность центральных зон разгрузки не исчерпывается околотрещинной зональностью. Они имеют значительно более важную, хотя и менее выразительную зональность относительно границы с периферическими зонами. Элементами этой зональности являются барьерная подзона, где происходят наиболее существенные изменения физико-химических параметров раствора при переходе из периферической зоны в центральную, а также надбарьерная подзона "отработанных" растворов, практически равновесных с вмещающими породами в данных термодинамических условиях.

Центральные зоны характеризуются преобладающим проявлением кислотного метасоматоза (кварц, светлые слюды, глинистые минералы и др.) с подчиненными субщелочными (альбит, калиевый полевой шпат и др.) или щелочными парагенезисами. Эти условия резко снижают миграционную способность многих рудных элементов и способствуют их концентрированию. При этом в перерабатываемых породах наблюдается резко дифференцированное накопление одних и деконцентрирование других элементов, главным образом в барьерной подзоне, где создаются условия для рудоконцентрирования.

### Металлогенические следствия

Как уже отмечалось, сопряженные периферические и центральные зоны, составляющие РМФ, образуют единые ареалы гидротермального преобразования пород с устойчивой внутренней структурой. Эти ареалы отвечают ранее существовавшим гидродинамическим системам, ограниченным во времени и пространстве. Отмеченные ареалы представляют собой объемные метасоматические тела, в той или иной степени эродированные и преобразованные после завершения своего формирования.

Гидротермальные рудные тела, месторождения и рудные поля являются закономерными включениями в отмеченных ареалах, располагаясь в пограничных частях центральных зон, вблизи их контакта с периферическими зонами. Природа рудоносности РМФ заключается в извлечении и мобилизации рудных элементов из периферических зон и направленном их перемещении в центральные зоны, где на барьере разграничения отмеченных зон в связи с наиболее существенным изменением параметров раствора происходит отложение, а в благоприятных условиях и концентрирование тех или иных рудных элементов. В этой связи уместно напомнить высказывание Л.Н. Овчинникова [8, с. 242]: "Образование любого рудного месторождения происходит в результате концентрирования первично рассеянного вещества. Переход от рассеяния к концентрации может осуществляться с помощью различных механизмов". Очевидно, что РМФ представляют собой один из таких механизмов, подающийся объемному картированию, измерению, а следовательно, и количественной оценке рудной продуктивности, что было показано нами ранее [10].

РМФ занимают определенное положение в истории геологического развития подвижных областей (табл. 3), а их индивидуальные проявления

Таблица 3  
**Положение региональных метасоматических формаций  
 в истории развития подвижных областей**

Тип подвижных областей	Гидротермальный цикл	Структурно-формационный комплекс	Этап гидротермальных циклов	Стадия гидротермальных циклов — РМФ
Сводово-глыбовый	Орогенно-активизационный	Очаговой активации	Плутоногенный-II	Фельдшпатолито-грейзеновая, оксеталитовая и др.
		Субплатформенных впадин	Тектоногенный (амагматический)	Пропилито-березитовая и др.
		Интрузивно-вулканических поясов Инверсионный поднятий	Плутоногенный-I; вулкано-генный Плутоногенный-II	Калишпатофио-аргиллитовая и др. Калишпатоолито-пропилитовая, скарново-пропилитовая и др.
Геосинклинально-складчатый	Геосинклинально-инверсионный	Поздних и остаточных прогибов	Тектоногенный (амагматический)	Пропилито-серцитолитовая и др.
		Внутригеосинклинальных поднятий	Плутоногенный-I	?
		Ранних прогибов	Вулканогенный	?

(ареалы) охватывают площади в сотни квадратных километров, что позволяет их выделять как металлотекты не только при крупномасштабном, но и мелкомасштабном металлогеническом анализе. При этом во времени они характеризуют такие отрезки геологической истории, которые часто не имеют иных вещественных выражений, кроме собственно эпигенетических образований, а в пространстве определяют положение металлогенических зон, несовпадающих с геологическими телами структурно-формационных подразделений.

В достаточно крупных масштабах рассмотрения (начиная с масштаба 1 : 500 000, а возможно, и мельче) закономерности размещения гидротермальных месторождений возможно лишь частично выразить через закономерности размещения магматических формаций. В настоящее время такие закономерности уже во многом исчерпаны практикой геологоразведочных работ. Надежное прогнозирование новых гидротермальных месторождений (включая стратиформные) невозможно без пространственного анализа ареалов проявления гидротермально-метасоматического преобразования пород, т. е. без картирования региональных метасоматических формаций. В этой связи независимое рассмотрение гидротермальной деятельности как самостоятельного геологического явления, установление региональных масштабов ее проявления, вещественного выражения и геохимического эффекта преобразования пород представляют собой важнейшую часть металлогенических исследований.

Гидротермальная деятельность, обуславливающая формирование весьма разнообразных и ценных месторождений полезных ископаемых, представляет собой значительно более широкомасштабное и в определенном смысле самостоятельное геологическое явление.

Гидротермальная деятельность периодически проявляется в развитии подвижных областей земной коры не только в связи с отделением легколетучих компонентов от магмы, но и часто вне прямой связи с магматизмом. Поэтому в общем случае гидротермальная деятельность определяется как процесс функционирования палеогидродинамических систем термодинамически регрессивной направленности, т. е. состоящих из более высокотемпературной и более высокобарической области "питания" и более низкотемпературной области "разгрузки". Параметры индивидуальных проявлений таких систем оцениваются в среднем десятками километров в поперечнике и до первых километров в глубину, а их продуктивность выражается  $10^9-10^{11}$  т гидротермального вещества. Время стабильного функционирования таких систем, видимо, достигает миллионов и десятков миллионов лет.

Вещественные производные таких систем выделяются среди других геологических образований в виде региональных метасоматических формаций (РМФ), выявление, картирование и геохимическое изучение которых позволяют значительно повысить эффективность регионального металлогического анализа.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Багдасаров Э.А., Василевский М.М., Казыцин Ю.В. и др. Метасоматизм и его место в истории геологического развития земной коры. — В кн.: Проблемы метасоматизма. М.: Недра, 1970, с. 7—13.
- Беляев Г.М., Румянцев Н.Н., Куликова Г.В. О принципах и методах геологического картирования регионально развитых метасоматических пород. — В кн.: Измененные породы и их поисковое значение. М.: Недра, 1981, с. 49—69.
- Беус А.А., Северов Э.А., Ситник А.А., Субботин К.Д. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). М.: Изд-во АН СССР, 1962. 195 с.
- Жариков В.А., Омеляненко Б.И. Классификация метасоматитов. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1978, с. 9—28.
- Казыцин Ю.В. Метасоматизм в земной коре. Л.: Недра, 1979. 208 с.
- Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов. — В кн.: Основные проблемы учения о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1955, с. 335—367.
- Овчинников Л.Н. Геологические и физико-химические условия образования плутогенных гидротермальных месторождений. — В кн.: Эндеогенные рудные месторождения. М.: Наука, 1968, с. 52—62.
- Овчинников Л.Н., Челищев Н.Ф., Наджарян В.Н. Возможные физико-химические факторы дифференциации металлов при рудообразовании. — В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М.: Наука, 1972, с. 242—247.
- Плющев Е.В., Ушаков О.П. Приповерхностный гидротермальный метаморфизм в девонских вулканогенных породах Ц. Казахстана. — Зап. ВМО, 1967, т. 96, вып. 6, с. 652—661.
- Плющев Е.В., Шатов В.В. Оценка прогнозных запасов на основе изучения региональной метасоматической зональности. — В кн.: Количественная оценка прогнозных запасов Л.: ВСЕГЕИ, 1978, с. 18—21.
- Плющев Е.В., Ушаков О.П., Шатов В.В., Беляев Г.М. Методика изучения гидротермально-метасоматических образований. Л.: Недра, 1981. 262 с.
- Размахнин Ю.Н., Василенко В.П., Лаврин Н.И. и др. О прогнозировании скрытого оловянного оруденения Сихотэ-Алиня на основе метасоматической зональности. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1974, с. 100—108.
- Рундквист Д.В., Павлова И.Г. Опыт выделения формаций гидротермально-метасоматических пород. — Зап. ВМО, 1974, т. 103, вып. 3, с. 289—304.
- Смирнов В.И. Об источниках вещества эндогенных месторождений полезных ископаемых. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 3, с. 3—17.
- Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1976. 688 с.
- Ушаков О.П. К вопросу о происхождении калиевых пород эффузивного облика (калишлатофиров) на примере Центрального Казахстана. — Зап. ВМО, 1972, т. 101, с. 67—74.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ РАННЕДОКЕМБРИЙСКОГО ПЕРИОДА  
РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ

Долгое время считалось, что раннедокембрийская история формирования земной коры не сопровождалась образованием крупных рудных месторождений. Ныне в связи с новыми открытиями, а также благодаря уточнению методов изотопных определений абсолютного возраста горных пород и руд этот пессимистический взгляд на рудоносность раннего докембрия должен быть откорректирован. В предлагаемом кратком сообщении приведены результаты некоторых работ в данной области.

Наиболее древними образованиями земной коры являются так называемые "серые гнейсы", возраст которых сопоставим с возрастом горных пород Луны (3,8–3,7 млрд. лет). М.С.Марков [7] относит их за счет выплавки непосредственно из архейского протомантийного субстрата. По петрографическому и петрохимическому составу "серый гнейсы" соответствуют тоналитам, трондjemитам, гранодиоритам и кварцевым диоритам. Эти образования представляют собой диапиры, длительное время внедрившиеся в раннедокембрийские толщи и выраженные гранитно-гнейсовыми куполами. По существу они являются "зародышами" будущих континентальных массивов — первичной земной корой. Эти купола послужили материалом для последующего формирования "гранитного" и "базальтового" слоев коры.

Естественно, что в катархее и архее геосинклинальных и рифтовых структур еще не существовало, однако чарнокит-гранулитовые и зеленокаменные пояса уже совмещали в себе признаки этих образований, нашедших в дальнейшем четкое структурное выражение.

Гнейсовые массивы диаметром в сотни километров обрамляются поясами, сложенными чарнокитовыми гранулитами, вмещающими железистые кварциты, гилербазиты и анортозиты. Длина их достигает 100, а ширина 100–200 км. По мнению Е.Е. Милановского [9], эти образования отвечают глубоким частям протоконтинентальной коры. Чарнокит-гранулитовые пояса послужили каркасом, вдоль которого развились последующие процессы тектоно-магматической активизации, а также в позднем протерозое заложилась планетарные геосинклинальные пояса. Таким образом, они служили аккумуляторами тектонической энергии, когда древние гнейсовые массивы в конце архея ее утратили и преобразовались в жесткие, устойчивые блоки.

Отмеченные две категории древнейших структур земной коры почти полностью стерильны на эндогенное оруденение. С этим обстоятельством связано отнесение катархее и архее к периоду, непродуктивному в металлогеническом отношении. Однако в последнее время появляется все большее число сведений о наличии в пределах ядер платформ месторождений ряда рудных формаций, в том числе крупного промышленного значения. Так, В.И. Казанский [5] справедливо связывает металлогению архея с зеленокаменными поясами — третьим типом древнейших геологических структур земной коры, которые он именует "супракрупными" поясами, тогда как Е.Е. Милановский [9] — "зеленокаменными зонами".

Они представляют собой короткие и узкие, извилистого очертания синклинальные зоны, сложенные слабометаморфизованными (до зеленосланцевой, реже амфиболитовой ступени) толщами вулканогенно-осадочных пород ультраосновного (комагиты), основного (толеитовые базальты),

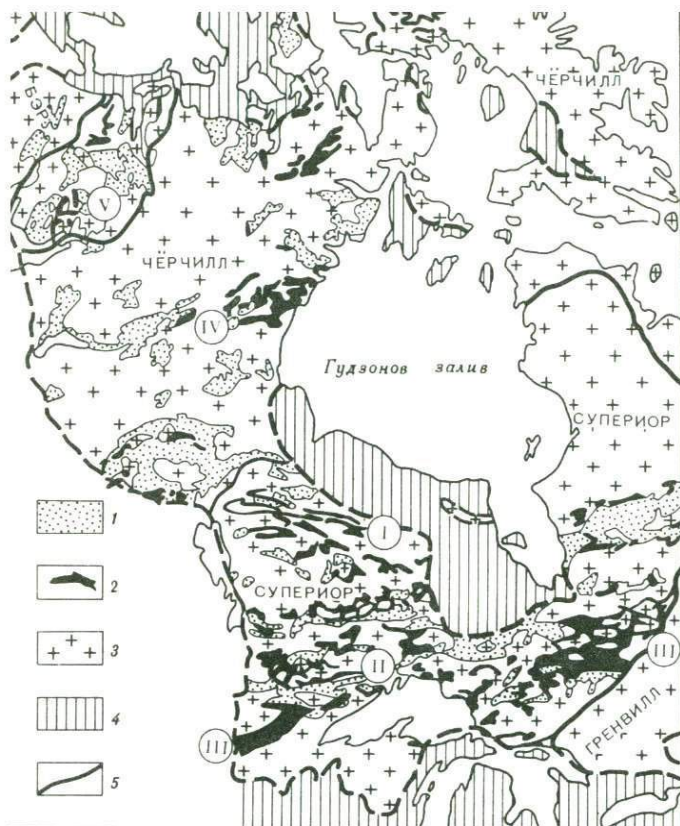
в меньшей степени кислого (андезит-дациты, риолиты) состава. Лавы сопровождаются пирокластолитами, кварцитами (в том числе железистыми), карбонатными породами и конгломератами с гальками гнейсов. Отложения эти обычно прорваны более молодыми гранитами.

Зеленокаменные пояса на первой стадии своего развития сходны с рифтами, поскольку они возникают в условиях растяжения в виде глубоких — до 10 км и более прогибов. Однако в последующей истории они испытывают сжатие, складчатость, подвергаются гранитной инъекции, вслед за чем припаиваются к оконтуривающим их гнейсовым куполам. Нет прямого сходства и с эвгеосинклиналями неогена, поскольку в них отсутствуют проявления позднегеосинклинальной стадии и орогенного этапа, и набор составных структурных элементов не аналогичен набору геосинклинальной системы (нет внешних миогеосинклинальных зон, моласс и т.д.). Эти структуры, как считает Е.Е. Милановский [9], моложе чарнокит-гранулитовых поясов. Их образование связано с периодами растяжения, имевшими место в раннем и среднем архее, вызвавшими дробление первичной протоконтинентальной коры. Можно думать, что данные зоны содержат элементы как рифтогенных, так и геосинклинальных структур, чему соответствуют и особенности их металлогении.

В.И. Казанский [5] приводит характеристику поясов Исуа в Гренландии, Уилуна Норсман в Австралии и Абитиби в Канаде. В первом из них развиты наиболее древние из пока известных месторождений железистых кварцитов и проявлений медно-полиметаллического оруденения. Их возраст — 3760 млн. лет. В Западной Австралии древнейшие месторождения золота, свинца и цинка, железистых кварцитов, медно-никелевых руд и редкометалльных пегматитов обнаружены в блоках Пилбара и Ийгари. Стратиформные полиметаллические залежи приурочены к вулканогенной толще, сложенной коматиитами и толеитовыми базальтами, перекрываемыми средними и кислыми туфами. Возраст оруденения 3,4 млрд. лет, пегматитов 3,0—2,8 млрд. лет. Никелевые месторождения оригинального пластообразного типа согласно залегают в низах толщи перидотитовых коматиитов, переходящих выше в базальты. Прожилково-вкрапленные месторождения золото-кварцевого и золото-сульфидного типа расположены вблизи медно-никелевых, но залегают преимущественно в базальтах (Кулгурли). Они более молодые (2675 млн. лет), но также не выходят за пределы архея.

На Канадском щите А.М. Гудвин [4] устанавливает архейские гранитные, осадочные и вулканические породы. Они сосредоточены в провинциях Супериор и Слейв, тогда как зеленокаменные пояса провинции Черчилл испытали наложенный протерозойский метаморфизм. Архейские зеленокаменные пояса здесь имеют протяжение в сотни километров, наиболее крупный из них Абитиби имеет 600 км в длину и 250 км в ширину. Они сложены перидотитовыми лавами (коматииты), толеитовыми базальтами, андезитами и риолитами (отношение последних трех разновидностей пород 5,5:3:1,5), встречаются базитовые и ультрабазитовые, а также более поздние гранитовые плутоны. В верхах разреза, имеющего мощность 10—17 км, развиты граувакки, туфы и железистые кварциты. Последние сосредоточены в пределах семи железорудных бассейнов провинции Супериор, двух провинций Черчилл и одной провинции Слейв (рис. 1). Их длина до 400—650 км.

Наиболее крупными в провинции Супериор являются зеленокаменные пояса (с севера на юг): Ухи возрастом 2950 млн. лет, Киватин (Вабигун) — 2800 млн. лет и Абитиби — 1750 млн. лет. В провинции Черчилл выявляется пояс Ренкин-Эннадай, а в провинции Слейв — пояса Йеллоу-



**Архейские зеленокаменные пояса Канадского щита (по А.М.Гудвину)**

1 — осадочные породы; 2 — архейские зеленосланцевые пояса: I — Ухи, би, III — Вабигуун, IV — Ренкин-Эннадай, V — Йеллоунайф; 3 — архейские магматического состава; 4 — протоплатформенный чехол; 5 — тектонические границы

американской провинции. Возраст гранитов, секущих вулканогенно-осадочные пояса — 2,6–2,4 млрд. лет. К кислым вулканитам базальто-ультрабазальтовых комплексов тяготеют крупные и богатые медно-цинковоколчеданорождения (Норанда, Флин-Флон и многие другие). Золоторудно-сульфидные и жильные месторождения, в том числе уникальные по размерам (Поркьюпайн, Йеллоунайф) распространены по всему району. Полосчатые железистые кварциты служат источником для многих богатых месторождений железных и марганцевых руд провинции и др. В южной части провинции Супериор находится пояс альпийских гранитных пегматитов Кэт Лейк-Виннипег Ривер, в котором расположен крупнейший пегматитовый пояс Берник-Лейк. Пегматитовые жилы к древним вулканитам зеленокаменного пояса. Состав этих альбитовых жил, они содержат литиевую, бериллиевую и танталовую минерализацию [6].

В южной части архейской металлогенической эпохи (3,5–3,0 млрд. лет) отвечает прогосинклинальному режиму [8], в условиях

которого не возникало крупных месторождений. Типичных зеленокаменных поясов здесь не выявлено. Главными месторождениями являются месторождения железа кварц-гиперстен-магнетитовой (Половинное) и джеспилитовой (крупное Оленегорское месторождение) формаций. К древнейшему оруденению также относятся метаморфогенные сульфидные руды с кобальтом в амфиболитах. Предполагается, что в течение архейской эпохи были созданы источники металлов, захваченные последующими циклами рудообразования.

В последнее время В.Д. Слюсарев и др. [11] на Рыбозерском участке в Карелии установили оруденение, характерное для зеленокаменных поясов архея. Оно представлено проявлениями хромита, ильменита, магнетита с ванадием, кобальта с цинком, колчеданных руд и железистых кварцитов. Значительно перспективными являются проявления высокованадиевой магнетитовой минерализации в архейских габбро-амфиболитах.

На Украинском щите Восточно-Европейской платформы архейская металлогеническая эпоха не продуктивна на крупные промышленные месторождения, однако и здесь отмечается накопление металлов в первичных вулканогенно-осадочных толщах, послуживших источниками для более поздних метаморфических процессов рудообразования. В архею возникли небольшие месторождения железистых кварцитов в Приднепровской и Приазовской областях, а также в Одесско-Белоцерковской зоне. Они расположены в древних ядрах щита, имеющих возраст 3,5–2,7 млрд. лет [2]. Известны также проявления никелевого, кобальтового, медного и золотого оруденения.

Железистые кварциты широко распространены также в архейском глубоко метаморфизованном фундаменте Воронежского массива (Курская магнитная аномалия). Здесь известно 10 групп относительно небольших промышленных месторождений железа. Они уступают по масштабам месторождениям, развитым в пределах железорудных районов, приуроченных к протерозойским палеоавлакогенам [10].

Архейская металлогеническая эпоха на Алданском щите Сибирской платформы ознаменовалась образованием метаморфогенных месторождений в первично вулканогенно-осадочных толщах [3]. Главными являются месторождения железа и флогопита, которым сопутствуют проявления меди, молибдена, никеля, хрома, а также графита, кианита, корунда и редких земель. Месторождения железа относятся к формациям магнетитовых кварцитов, гиперстен-кварц-магнетитовой и особенно магнетитовых скарноидов, возникших в условиях ультраметаморфизма. Более молодые месторождения флогопита относятся к амфиболитовой ступени метаморфизма.

В Африке древнейшие образования протоплатформы расположены в южной части континента (Каапваильский и Родезийский щиты). В их пределах выделяется большое число зеленокаменных поясов архея. Среди этих сходных между собой структур более детально изучен зеленокаменный пояс гор Барбертон, сложенный мощной толщей вулканитов архейской системы Свазиленд. В низах широко развиты коматииты группы Онвервакт возраста 3,5 млрд. лет, сменяющиеся выше основными и далее кислыми лавами и их пирокластолитами. Вулканиты, общая мощность которых превосходит 15 км, перекрываются граувакками и кремнистыми сланцами, переходящими в мелководную вулканогенно-осадочную толщу [6]. На древние протоплатформенные структуры Южной Африки наложены протогеосинклинальные пояса возраста 2 млрд. лет. Промежуточные цифры характеризуют возраст верхних членов зеленокаменных поясов и образований протоплатформенного чехла.

Древнейшие осадочно-метаморфогенные месторождения железа, возникшие по итабиритам, здесь имеют возраст 3,0–3,3 млрд. лет. Также к архею относятся стратиформные сульфидно-золоторудные поля Зимбабве и Трансваала и хромитовые месторождения в ультрабазитах. Наиболее древние (3,4–3,0 млрд. лет) редкометальные провинции гранитных пегматитов расположены в Зимбабве, где преимущественно развита литиевая минерализация, и в Трансваале — месторождения берилла, отчасти танталониобатов, урана и редких земель.

В Южной Индии в пределах зеленокаменных поясов Южно-Деканского массива расположены золоторудные районы Колар, Хатти и др. Согласно пластообразные рудные залежи локализованы в амфиболитах. Помимо свободного золота, широко распространены его теллуриды [6].

Как видно из выше приведенного описания катархейской и архейской металлогении Земли, рудоносными являются зеленокаменные пояса, представляющие собой погруженные зоны с корой океанического типа. Таким образом, на фоне роста гранитно-гнейсовых куполов, знаменующих зарождение континентальной коры, проявляется противоположная тенденция, ведущая к деструкции первичных стабильных сооружений и возникновению зеленокаменных поясов, в пределах которых последовательно формируются месторождения полезных ископаемых, своим происхождением связанных с активностью основной, ювенильной магмы: железорудные, медно-цинковоколчеданные, хромитовые, кобальт-никелевые и др.

К ним относятся прежде всего многочисленные осадочно-метаморфогенные и вулканогенно-осадочные месторождения джеспилитовой (итабиритовой) формации; оригинальные медно-никелевые (с резким преобладанием в рудах никеля), связанные с коматитовым вулканизмом; хромитовые в ультрабазитах; стратиформные кварцево-сульфидные золоторудные, порой уникального масштаба; медно-полиметаллические, обычно небольшие, развиты по периферии рудных полей; медно-цинковоколчеданные, часто очень крупные (Канада), тяготеющие к кислым дифференциатам основного вулканизма. Несколько более поздними, но также архейскими, являются пегматитовые редкометальные месторождения (рис. 2).

Подводя итоги сведениям о древнейшей рудоносности Земли, имевшей место в катархее и архее, следует отметить следующее.

Утвердившееся среди геологов мнение о слабом проявлении процессов рудообразования в течение длительного раннедокембрийского периода развития земной коры, охватывающего 800 млн. лет, заслуживает пересмотра. В результате современного изучения древних ядер платформ в них выявляется все большее число месторождений, в том числе крупного промышленного значения, определенных рудных формаций. Все они, как правило, локализованы в пределах зеленокаменных поясов, представляющих своеобразные деструктивные образования, развитие которых сопровождалось длительной активностью ультраосновной и основной ювенильных магм.

По данным И.И. Абрамовича и И.Г. Клушина [1], рудоносные вулканы зеленокаменных поясов Западно-Австралийского, Каапваильского, Родезийского и Канадского щитов имеют наиболее низкие содержания калия (0,2–0,3%), слабую окисленность железа (15–20%), малые содержания железа и высокие — алюминия. Это щиты также отличаются относительно небольшой мощностью земной коры (36 км). Вулканы развитых зеленокаменных поясов Балтийского, Украинского и Алданского щитов содержат в два раза больше калия и меньше алюминия при повышенном содержании железа и преобладании закисного железа над окисным. Мощ-

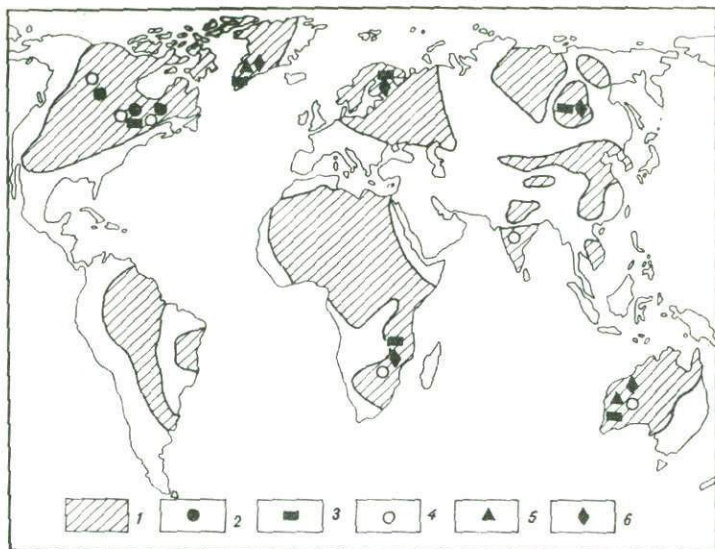


Рис. 2. Схема размещения раннекембрийских рудных районов

1 — протоплатформы; 2—6 — рудные районы: 2 — медно-цинковоколчеданные; 3 — железистых кварцитов; 4 — золоторудные; 5 — медно-никелевые; 6 — пегматитовые

ность земной коры в них значительно выше. Индостанский щит занимает промежуточное положение.

И.И. Абрамович и И.Г. Клушин [1] объясняют отмеченное различие щитов разными стадиями зрелости этих щитов. Появлению базальтов на европейских щитах предшествовало более длительное геологическое развитие, в течение которого произошла дифференциация мантийного вещества. С этим обстоятельством эти авторы связывают отсутствие здесь коматиитов и большую мощность земной коры.

Более интенсивную рудоносность архейских зеленокаменных щитов Канады, Австралии и Африки, чем таковые сходных образований Восточно-Европейской и Сибирской платформ, естественно связать с первичной дифференциацией верхней мантии и отсутствием последующего метаморфизма. В этом случае не исключается возможность возникновения раннеархейских месторождений и на европейских щитах, уничтоженных в процессе последовавших метаморфизма и гранитизации. Автором, так же как некоторыми другими исследователями (например, В.С. Домаревым), в ряде работ отмечалось, что древние рудные месторождения не сохраняются в областях, испытавших неоднократный метаморфизм. Лишь геосинклинальные и платформенные рудные залежи, впаивные в фундамент платформ, либо приуроченные к недислоцированным отложениям чехла, даже относящиеся к самому древнему возрасту, сохранены до наших дней.

Таким образом, можно констатировать, что металлогения пока слабо изученного, весьма длительного, первого в геологической истории Земли мегацикла на отдельных платформах весьма продуктивна. Все известные рудные месторождения, образовавшиеся в катархее и архее, приурочены к структурам, возникшим в результате деструкции первичной континентальной коры. В их пределах сосредоточены проявления примитивных ман-

тийных магм ультраосновного (коматииты) и основного (толеитовые базальты) состава. Можно полагать, что они имеют океаническое происхождение, уходя корнями непосредственно в верхнюю мантию.

Подавляющее большинство архейских рудных месторождений относится к стратиформному типу и является вулканогенно-осадочными и осадочными образованиями. Лишь более поздние пегматит-редкометалльные месторождения, связанные с гранитоидами, секущими вулканогенно-осадочное накопление зеленокаменных поясов, являются магматогенными и метаморфогенными. Наконец, в архее устанавливается возникновение широко фронта рассеяния рудных элементов как в пределах первичной континентальной коры, так и особенно в вулканитах супракрустальных и чарнокит-гранулитовых поясов, выступающих в качестве обильного фонда, из которого длительное время черпалось рудное вещество, вошедшее в состав последующих месторождений.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Абрамович И.И., Клушин И.Г.* О возможных причинах различной рудоносности архейских зеленокаменных поясов. — В кн.: *Металлогения докембрия*. Л., 1975, с. 32—33.
2. *Белевцев Я.Н., Епатко Ю.М.* Условия образования и закономерности размещения железорудных формаций в докембрии Украинского щита. — В кн.: *Геология месторождений полезных ископаемых докембрия*. Л.: Наука, 1981, с. 5—38.
3. Геологические формации и металлогения Алданского щита/Под ред. Т.В. Билибиной, Г.Н. Шапошникова. Л.: Недра, 1976. 339 с.
4. *Гудвин А.М.* Архейский вулканизм на Канадском щите. — В кн.: *Проблемы геологии раннего докембрия*. Л.: Наука, 1977, с. 139—153.
5. *Казанский В.И.* Архейские супракрустальные пояса и их рудоносность. — *Геология руд. месторождений*, 1981, № 5, с. 3—18.
6. *Колотухина С.Е.* Структурное положение редкометалльных провинций на древних платформах южного полушария. М.: Наука, 1977. 87 с.
7. *Марков М.С.* Ранние этапы развития земной коры. — В кн.: *Проблемы тектоники земной коры*. М.: Наука, 1981, с. 104—112.
8. *Металлогения восточной части Балтийского щита/Под ред. А.В. Сидоренко*. Л.: Недра, 1980. 247 с.
9. *Милановский Е.Е.* Основные этапы развития процессов рифтогенеза и их место в геологической истории Земли. — В кн.: *Проблемы тектоники земной коры*. М.: Наука, 1981, с. 38—60.
10. *Михайлов Д.А.* Геология и генезис месторождений железистых кварцитов. — В кн.: *Геология месторождений полезных ископаемых докембрия*. Л.: Наука, 1981, с. 70—91.
11. *Слюсарев В.Д., Кайряк А.И., Богачев А.И.* и др. Новый генетический тип железных руд в Выгозерском зеленокаменном поясе Юго-Восточной Карелии. — В кн.: *Геология месторождений полезных ископаемых докембрия*. Л.: Наука, 1981, с. 39—51.

### НЕСКОЛЬКО ОБЩИХ ВОПРОСОВ, КАСАЮЩИХСЯ МЕТАМОРФОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

Развитие теории метаморфогенного рудообразования проходит в борьбе мнений, нередко приобретающей острый характер. При этом геологи, изучающие рудные месторождения, отмечают нечеткость или несостоятельность некоторых установившихся генетических положений. Многие геологи, работающие в пределах щитов и платформ, все чаще выявляют генетическую связь месторождений с метаморфическими процессами, тогда как другие исследователи отдают предпочтение интрузивному магматизму, с которым генетически связывают метаморфизм и все эндогенные рудные месторождения. У некоторых сторонников метаморфогенного рудообразования вызывают возражение объем генетического класса этих месторождений и понятия "метаморфогенное" и "метаморфическое", мотивы выделения генетического класса месторождений, связанного с метаморфизмом и др. [13, 14].

Продолжается в литературе дискуссия о гидротермальных растворах, их происхождении и генетическом значении.

Наиболее опытным и эрудированным оппонентом по многим вопросам метаморфогенного рудообразования является Л.Н. Овчинников, который своими выступлениями не только в печати, но и на совещаниях помогает становлению теории метаморфогенного рудообразования.

В настоящей статье автор пытается рассмотреть некоторые актуальные вопросы теории метаморфогенного рудообразования: 1) понятие "генезис эндогенных месторождений", 2) мотивы выделения класса месторождений, генетически связанных с метаморфизмом и ультраметаморфизмом, 3) характеристика непосредственной связи образования месторождения с метаморфизмом.

#### Понятие "генезис эндогенного месторождения"

Генезис месторождений большинством исследователей определяется по генетической связи рудообразования с геологическими процессами, приведшими к рудоотложению. Если рудоотложение происходило из горячих растворов, генезис месторождения определялся как гидротермальный, а если рудоотложение связано с кристаллизацией магмы, образованием пегматитов или скарнов, генезис месторождений соответственно определяется магматическим, пегматитовым или скарновым. Такое толкование генезиса месторождений слишком упрощено и его нельзя признать правильным, так как генезис месторождения должен быть понятием емким и определяться не только процессом рудоотложения, но и источником металлов, геологическими и физико-химическими условиями переноса, а также возрастным отношением с вмещающими породами.

Генезис месторождений должен определяться всей суммой геологических процессов, приведших к образованию пород, с которыми генетически связано месторождение.

Если рассмотреть группу магматогенных месторождений, то возникает главное затруднение, состоящее в том, что, по современным представлениям, магмы имели различное происхождение и различный состав и проявлялись в разные периоды геологической жизни Земли.

Магма ультраосновного и основного состава поднималась из подкорковых глубин или она образовалась при переплавлении сиалической части

земной коры; кислая магма образовалась вследствие дифференциации габброидных основных магм (плагииграниты).

Кристаллические породы также имеют различный состав и условия образования, так как возникли вследствие кристаллизации различных по составу и условиям образования магм.

Кислые магмы — кристаллические породы образовались главным образом при метаморфизме и ультраметаморфизме и имеют различный состав и условия залегания, так как они возникли вследствие анатексиса и ультраметаморфизма различных исходных пород.

А.В. Сидоренко и В.В. Ляхович [17] среди гранитоидов выделяют две различные генетические группы: интрузианые гранитоиды (ортограниты) и автохтонные граниты (параграниты). Ортограниты возникли в процессе палингенеза преимущественно в складчатых областях фанерозоя. Для них характерны четкие контакты и активное воздействие на вмещающие породы, сравнительно постоянная структура и минеральный состав. Концентрация U, Li, Be, Ta и F характерна для апикальных частей и акцессориев: магнетита, сфена, апатита, ортита, для приконтактных участков гранитоидных массивов. С этим типом гранитов связано большинство месторождений редких и рудных элементов.

Автохтонные граниты (параграниты) являются продуктами гранитизации осадочно-метаморфических пород. Для них характерны нечеткие (постепенные) границы с вмещающими породами и отсутствие зональности распределения элементов и минералов. Среди этого типа гранитоидов часто встречаются редкометальные месторождения [9] и развитие щелочного, силикатного и кальций-углекислого метасоматоза, вызвавшего образование промышленных месторождений редких и радиоактивных металлов.

По этим причинам собственно магматические месторождения генетически связаны с различными магмами или, точнее, с кристаллическими породами магматического происхождения. Они, естественно, имели разные источники рудообразующих веществ, различные условия рудоотложения и различные закономерности размещения в породах земной коры. В связи с этим совершенно нецелесообразно объединять такие месторождения в одну генетическую группу или один класс. Они различны не только по источникам рудообразующих веществ, но и по структурам и литологическим условиям рудоотложения и, что особенно важно, имеют разные закономерности размещения в земной коре, так как являются продуктами различных магм и процессов образования кристаллических пород.

В качестве примера можно привести хромитовые и титаномагнетитовые месторождения, связанные с интрузиями гипербазитов и базитов. Источниками рудообразующих веществ для них были подкоровые магматические массы, залегающие среди материнских пород в виде вкрапленных и сплошных руд, образуя нередко стратиформные жильные или морфологически сложные залежи (Кусинское, Качканар, Бушвелдь).

К магматическим относятся также редкометальные граниты с месторождениями тантала, ниобия, и редких земель. Редкометальные или рудоносные граниты характеризуются сравнительно равномерным распределением оруденения, благоприятным для добычи. Образование рудоносных гранитов связано с дифференциацией палингенных магм, либо они относятся к автохтонным гранитам, которые образовались вследствие гранитизации различных метаморфических пород. Рудоносные граниты не связаны с дифференциацией габброидных магм; эти последние в отличие от палингенных всегда обеднены рудными компонентами [1, 9]. Источниками рудного вещества для палингенных рудоносных гранитов были метамор-

фические породы, из которых металлы мобилизовывались при ультраметаморфизме. Допускается возможность привноса рудных элементов сквозь магматическими растворами из верхней мантии для рудоносных апагранитов щелочного ряда. Как пример могут быть месторождения, связанные с амфиболитами докембрия. В одних случаях, когда они являются ортоамфиболитами, с ними связаны месторождения Cr, Ni, Co, Ti; в других — параамфиболиты, для которых характерны В, Li, Rb [17].

Гидротермальные месторождения, образованные рудоносными растворами, имеют также палингенное происхождение, так как гидротермальные рудообразующие растворы в одних случаях могли быть ювенильными (поднимались из подкорковых глубин), в других — возникли в зонах регионального динамотермального метаморфизма, в третьих — образовались при гранитизации в зонах ультраметаморфизма, в четвертых — формировались при подземной циркуляции вадозных вод (гидрогенные), в пятых — образовались при смешении продуктов вулканической деятельности и подземных вод. По этой причине понятие "гидротермальные месторождения" не имеет генетического смысла. Оно означает только, что месторождения образовались с помощью горячих водных растворов и могут быть ювенильными, плутоно-гидротермальными, метаморфогенно-гидротермальными или иными в зависимости от происхождения растворов [7, 16]. Так, гидротермальные месторождения, связанные с магматическими плутонами, образование которых, равно как и их состав и разнообразие условия залегания, весьма различны. Рудогенные элементы попадали в магматические расплавы реоморфических плутонов вследствие гранитизации (анатексиса или палингенеза) различных пород земной коры при ультраметаморфизме. В этом случае они составили магматические рудоносные растворы и привели к образованию широко известной группы плутоно-гидротермальных месторождений. Однако В.Л. Барсуков [2] считает, что для сульфидно-касситеритовых месторождений Хабаровского края, ассоциирующих с гибридными гранитами, источником олова были осадочно-метаморфические породы. Аналогичная закономерность устанавливается для оловянных и полиметаллических месторождений Алтая [12], Сихотэ-Алиня [15] и многих других рудных районов, которая свидетельствует о том, что источником рудообразующих веществ были осадочно-вулканогенные породы. Гидротермальные месторождения, генетически связанные с кислыми дифференциатами базальтоидной магмы, где рудообразующие элементы привносились вместе с магмой из подкорковых глубин, по условиям рудоотложения оказались различными: гидротермальные в связи с субвулканическими образованиями, эксгальационно-осадочные и осадочные [18]. При кристаллизации кислых — гранитоидных (плагιοграниты) — магм могли возникнуть обычные плутоно-гидротермальные условия рудообразования.

В качестве одного из примеров рудообразования под влиянием гидротермальных вод подземной циркуляции можно указать на месторождения Рудных Гор и Чешского массива, представляющие собой группы жил, в которых руда концентрируется в тех частях жил, которые пересекают углистые амфиболитовые сланцы. Они образуют поперечную сеть жил, сопряженную с продольной мощной зоной смятия. Температуры их образования (минералов жил) определены от 80 до 120 °С, интервал оруденения превышает 1500 м. Изотопный возраст в Чешском массиве составляет 220 млн. лет (средний триас), а в Саксонии — 180 млн. лет (нижняя юра). При этом эйбенштоксские граниты, в экзоконтакте которых расположены эти месторождения и с которыми генетически связывали их образование, имеют возраст 300–320 млн. лет (верхний карбон).

На нижних горизонтах горных работ температура пород и воды превышает  $60^{\circ}\text{C}$ , вода насыщена углекислотой и рудными компонентами, т.е. имеется достаточно оснований для вывода о внемагматическом — гидрогенном происхождении этих месторождений за счет урана, выщелоченного из пород докембрия Рудных Гор горячими растворами вадозного происхождения. Вероятно, к этому же типу можно отнести многочисленные рудные месторождения, расположенные среди осадочных пород и отнесенные к группе телетермальных месторождений по ныне существующим классификациям. Месторождения считаются удаленными от своего источника — магматического очага, имеют низкотемпературные условия ( $80\text{—}150^{\circ}\text{C}$ ) образования. Как пример можно привести тектоно-метасоматические зоны, представленные альбититами, грейзенами, скарнами и листовенитами, содержащими месторождения ртути, золота, урана, бериллия и многих редких металлов. Геохимическая особенность этих зон и месторождений свидетельствует о перемещении фронта рудообразующих флюидов из подкоровых областей Земли и образовании месторождений в интервале благоприятных термодинамических и литолого-структурных условий.

К этому вопросу имеет отношение рассмотрение энергетических основ постмагматического рудообразования, выполненное В.И. Смирновым [19]. Он показал, что кондуктивного тепла магматических тел недостаточно для образования метасоматических и жильных месторождений и что образование этих последних связано с конвективными потоками внутреннего тепла Земли. Этот важный вывод В.И. Смирнова дает основание рассматривать образование постмагматических месторождений внутрикоровыми, как и сами магматические интрузии. Иначе говоря, постмагматические месторождения не являются “детьми” магмы и магматических интрузий, а, скорее, они являются “сестрами и братьями”, если не потеряли вообще “родственных” отношений.

Как это видно из приведенных примеров, многие месторождения имеют полигенное происхождение, так как в их образовании принимали участие разные источники рудообразующих веществ и возникли они при различных условиях концентрации рудного вещества. Для метаморфогенно-гидротермальных месторождений источниками рудообразующих веществ были осадочные и вулканические породы, однако способы извлечения и условия концентрации рудообразующих веществ из этих пород неодинаковы, поэтому образовались различные стратиформные, метасоматические и жильные месторождения. Вулканического происхождения колчеданные или железорудные месторождения имеют подкоровые источники металлов, но вследствие особенностей рудоотложения образуются вкрапленные штокверки, жильные тела и стратиформные осадочные месторождения.

Подавляющее большинство всех рудных месторождений образовалось при активном участии **термальных водных или газо-водных растворов**; исключение составляют только месторождения, образовавшиеся непосредственно при кристаллизации магмы (сегрегационные) и осадочные.

По рассмотренным выше причинам в настоящее время нельзя ограничиваться старым подходом к определению генезиса месторождений. Понятие “генезис месторождения” должно быть более емким, оно должно исходить не только из условий рудоотложения.

## Выделение класса месторождений, генетически связанных с метаморфизмом и ультраметаморфизмом

Основанием для выделения самостоятельного класса метаморфогенных месторождений нами положены три основных мотива.

А. Большая роль метаморфизма в формировании земной коры наряду с осадочными и интрузивными процессами. В геологическом строении земной коры выделяют три главнейшие генетические группы горных пород: магматические, осадочные и метаморфические. Каждая группа пород образовалась в определенных геологических и термодинамических условиях, вызвавших соответствующие минерало- и рудообразование. В результате магматических процессов формировались не только различные породы (кислые, основные, ультраосновные, щелочные), но и отвечающие им рудные месторождения — магматические, карбонатитовые, пегматитовые, скарновые, плутоно-гидротермальные. Седиментация привела к образованию большой и разнообразной группы осадочных пород (известняки, песчаники, глинистые сланцы), с которыми связано формирование пластовых (экзогенных) месторождений — углей, железных, марганцевых, сульфидных и многих других руд.

Метаморфизм, приведший к преобразованию осадочных, вулканогенных и магматических пород, являлся одним из основных геологических процессов при формировании земной коры. Он проходил в эндогенных условиях с различными термодинамическими параметрами, которым отвечают минеральные парагенезисы пород, положенные в основу определения уровня метаморфизма или метаморфических фаций. Динамотермальный (региональный) метаморфизм и ультраметаморфизм привели к превращению осадочных и вулканогенных образований в метаморфические и ультраметаморфические породы — кристаллические сланцы, гнейсы, мигматиты, анатектиты и граниты. Метаморфизм вызвал широкую миграцию пород и рудообразующих элементов, во многих случаях приведшую к возникновению рудных скоплений, достигающих размеров промышленных месторождений.

Б. Метаморфогенные месторождения по ряду признаков отличаются от магматогенных и экзогенных. Метаморфизованные и автохтонно-метаморфические месторождения размещаются среди метаморфических пород одинаковых или близких метаморфических фаций, развитых на больших пространствах щитов и платформ. Минеральный состав рудных залежей этих месторождений аналогичен составу вмещающих пород, а околорудные изменения отсутствуют. Так, среди магнетит-кварцевых роговиков, или джеспилитов, залегают рудные залежи, сложенные преимущественно магнетитом, среди углисто-кремнистых сланцев размещаются урановые руды того же минерального состава, только с более высокой концентрацией урана. Руды этого типа отличаются от вмещающих пород преобладанием рудных минералов. При этом главные минеральные ассоциации в породах и рудах одновозрастны и принадлежат к одним и тем же минеральным фациям; руды этих месторождений — тот же набор химических элементов, что и у породы. Поэтому при образовании метаморфизованных и автохтонно-метаморфических месторождений новые элементы по сравнению с окружающими породами в руду не приносились, а происходило их перераспределение. Рудные залежи не выходят за пределы горизонтов вмещающих пород, аналогичных по составу рудным залежам. Преобладают пластовые рудные залежи. Размещение рудных залежей и месторождений этого типа обусловлено послойными складчато-трещинными структурами. Разрывные нарушения и даже трещины отдельностей обычно явля-

ются пострудными. Наблюдается строгое сочетание рудообразующего процесса в пространстве и во времени со складкообразованием.

Эти особенности достаточно четко отличают метаморфизованные и автохтонно-метаморфические месторождения от магматогенных или экзогенных.

Ультраметаморфические и аллохтонно-метаморфические месторождения большей частью случаев также отличаются от постмагматических (плутонно-гидротермальных) целым рядом особенностей. Для них характерно: 1) широкое развитие зон метасоматоза (K, Na, S, Mg, Fe и др.) по алюмосиликатным, железисто-кварцевым и другим породам, 2) рудные тела размещены среди метасоматических зон по наложенным структурам — милонитам, катаклазитам и трещинным зонам, 3) рудные тела и метасоматические зоны иногда приурочены к зонам глубинных разломов, протягивающихся на десятки и сотни километров, 4) в формировании месторождений главную роль играет метасоматическое замещение, 5) рудообразование по изотопному возрасту и геологическим соотношениям произошло после главной фазы образования метасоматитов.

В. Особенности размещения метаморфогенных месторождений. Подавляющее большинство метаморфогенных месторождений размещается на щитах и платформах среди метаморфических и ультраметаморфических пород нижнего протерозойского геосинклинального цикла геологического развития. Значительно реже они встречаются в породах архейского догеосинклинального цикла и верхнепротерозойского платформенного цикла.

Наиболее рудоносными являются структурно-фациальные протерозойские зоны, сложенные метаморфическими породами зеленосланцевой и амфиболитовой фаций. Эти рудоносные зоны часто развиваются в промежутках между архейскими кратонами или образуют эти последние.

С тектоно-метасоматическими зонами, возникающими в завершающие периоды гранитизации и протоактивизации, генетически связаны многочисленные редкометальные месторождения.

По приведенным особенностям месторождения, генетически связанные с метаморфизмом и его высшей стадией развития — ультраметаморфизмом, должны быть отнесены к самостоятельному классу, так как они наравне с магматогенными и осадочными генетически связаны с одним из основных геологических процессов формирования земной коры.

#### **Характеристика непосредственной связи образования месторождения с метаморфизмом**

Л.Н. Овчинников, будучи не только крупным знатоком рудных месторождений и теории рудогенеза, но и несомненным сторонником метаморфогенного рудообразования, в двух своих работах высказал сомнение доказанности образования месторождений при метаморфизме. Он пишет: "Допуская полную возможность формирования промышленных рудных концентраций при метаморфизме, я все же вынужден обратить внимание на тот факт, что, несмотря на многочисленную литературу, посвященную условиям образования метаморфических месторождений, нет ни одного исследования, где было бы охарактеризовано возникновение такого месторождения только в результате процессов метаморфизма, без привлечения магматической или гидротермальной деятельности, т.е. факторов, обусловленных уже иными процессами" [13, с. 42].

Такая постановка вопроса не является правомерной по следующим, хорошо известным положениям учения о рудных месторождениях.

Первое — как выше мы имели случай указать, гидротермальное рудообразование не имеет генетического смысла и его нельзя противопоставить метаморфогенному, как это делает в цитируемой работе Л.Н. Овчинников.

Не вызывает сомнения, что в процессе рудообразования, связанного с метаморфизмом, решающую роль в мобилизации, переносе и рудоотложении играли метаморфические растворы. Они формировались при метаморфизме вследствие дегидратации вулканогенных осадочных пород. Кроме того, в составе метаморфических растворов, вероятно, принимали участие глубинные (может быть, ювенильные) растворы, которые выполняли транспортирующую роль переносчика тепловой конвективной энергии, явившейся одним из главных факторов метаморфизма пород. По этой причине гидротермальные растворы, возникшие при метаморфизме, имели смешанный состав, отражающий сущность всего метаморфического преобразования пород. Из глинистого сланца образовались гнейсы или полнокристаллические сланцы, из железисто-илисто-кремнистых осадков — железистые кварциты. Исходные глинистые осадки содержали до 30% воды, а в метаморфических породах оно снизилось до 2—3%.

Метаморфизм — это прежде всего процесс дегидратации и образования мощных объемных потоков метаморфических растворов. Магматическая деятельность при метаморфизме зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций не возникала, а поэтому нет никакого ее участия. Лишь при амфиболитовой фации и ультраметаморфизме шло растворение и частичное или полное переплавление пород и образование магматических пород.

Второе — геолог, изучающий месторождение, может определить: температуру образования жильных или скарновых рудных и нерудных минералов, может узнать химический состав руд и минералов, померить соотношения стабильных изотопов многих элементов, однако все это не дает ему объективных данных для определения генетической связи месторождения с одним из геологических процессов рудообразования.

Разве может кто-нибудь из сторонников магматогенного рудообразования доказать, что рудная жила любого состава, залегающая в любых породах — сланцах, гранитах, известняках, имеет генетическое отношение к магматической деятельности? Как известно, минералы, образующие эту жилу, равно как и условия ее залегания, не несут информации, доказывающей ее магматогенное происхождение. По этим данным также невозможно определить генетическое отношение рудоносных скарнов, развивающихся по карбонатсодержащим породам или основной состав магматических образований. Не говоря уже о многочисленных месторождениях стратиформного морфологического типа или телетермальных, которые очень легко и просто, часто без всяких на то доказательств, рассматриваются как магматогенные.

Мне представляется, что только для случая сегрегационных месторождений, где рудные минералы являются продуктами непосредственной кристаллизации магмы, можно охарактеризовать и доказать собственно магматическое образование рудной залежи.

Примерно то же самое можно сказать и о месторождениях, образование которых связано с метаморфизмом, хотя иногда по многочисленным данным их генетическое отношение с метаморфизмом выглядит более доказательно, чем с магматизмом.

Для отдельных подклассов метаморфогенных месторождений можно на фактическом материале четко охарактеризовать непосредственную связь образования месторождения с различными процессами, возникающими при метаморфизме.

Л.Н. Овчинников очень удачно указал на два аспекта влияния метаморфизма на рудообразование: "Первый из них можно назвать видимым (явным), характеризующимся существованием многочисленных метаморфизованных месторождений докембрия, второй аспект — невидимое (предполагаемое), заключающийся, в частности, в возможном отделении при метаморфизме водных горячих растворов, мобилизующих рассеянные металлы. Эти растворы уходят вверх за пределы метаморфических зон, могут отлагать свой полезный груз в виде различных жильных или весьма разнообразных по геологической обстановке трещинно-метасоматических месторождений, относимых обычно по условиям образования к гидротермальным" [14, с. 474]. Первый аспект — явное влияние метаморфизма на рудообразование — выражается в широком распространении месторождений на щитах и платформах. При этом месторождения метаморфизованного и собственно метаморфического подклассов широко распространены среди метаморфических пород, где нет никаких магматических образований, рудные минеральные парагенезисы полностью отвечают породам, рудные месторождения нигде не выходят за пределы метаморфических пород.

Древние платформы и щиты, занимающие более 70% суши земного шара, распространены по всей земле и являются носителями крупнейших, имеющих мировое значение месторождений железа, марганца, хрома, меди, золота, платины, урана, кобальта, никеля и многих других металлов, а также графита, апатита, кианита, асбеста и слюды. В них заключено достоверных запасов железных руд 80%, марганцевых руд 63%, меди 60%, никеля 72%, кобальта 93% и большая часть запасов урана золота и платины. Удельный вес докембрийских месторождений в мировой добыче составляет (в %): железных руд — 53, марганцевых руд — 74, хромитов — 49, меди — 47, никеля — 78, кобальта — 94.

Подавляющее большинство месторождений железа, марганца, золота, меди, никеля, урана, платины, кианита и некоторые свинцово-цинковые месторождения образовались при вулканогенно-, осадочно-метаморфических и ультраметаморфических процессах, имевших огромное значение в истории геологического развития щитов и древних платформ. К числу метаморфогенных месторождений относятся крупнейшие месторождения железа с многомиллиардными запасами на щитах: Австралийском (бассейн Хамерсли), Канадском (Месаби в США и Лабрадор в Канаде), Бразильском (Минас-Жерайс), Индийском (Сингхбумский и Бихарский районы), Балтийском (Кируна в Северной Швеции, Костамукшское в Карелии, Заимандринское на Кольском полуострове) и Украинском (Кривой Рог), на Китайской платформе (Аньшанское и Шандунское), Курско-Воронежском массиве (КМА) и в других районах выходов докембрийских складчатых сооружений. Все эти месторождения приурочены к железорудным или джеспилитовым формациям, широко распространены в нижнем протерозе и в меньшей степени — в верхнем архее. Наиболее крупные месторождения марганца осадочно-метаморфического генезиса расположены в Индии, Бразилии и Южно-Африканской провинции. Очень крупные месторождения медных и медно-никелевых руд, образованные в результате метаморфизма осадочно-эффузивных толщ, также довольно широко распространены на щитах. Это месторождения Медного пояса Замбии, Сингхбумского рудного пояса в Индии, Маунт-Айза в Австралии и многие другие. В докембрийских щитах Канады, Бразилии, Южной Африки и Австралии известны крупнейшие метаморфогенные месторождения урана, которые приурочены к нижнепротерозойским метаконгломератам и метасоматическим полям нижнего протерозоя. Ураноносны метасоматиты Швеции,

Австралии, Канады и других стран. Представителями метаморфогенных месторождений свинца являются гигантские по запасам месторождения Брокен-Хилл и Маунт-Айза в Австралии, многие месторождения Никльской Северной территории Австралии, Холодненское месторождение Северного Прибайкалья. К метаморфогенным относятся также месторождения золота, как золотоносные конгломераты Канады, Бразилии и Южной Африки, а также золотоносные сланцы и кварциты — Колар в Индии и во многих других районах щитов, открытые в последнее десятилетие.

Таким образом, по запасам минерального сырья и промышленному значению метаморфогенные месторождения, приуроченные к докембрийским щитам, занимают ведущее место в мировой экономике.

Касаясь второго — невидимого (предполагаемого) аспекта влияния метаморфизма, попытаемся на примерах, хорошо изученных и опубликованных, показать и охарактеризовать возникновение месторождений под влиянием метаморфизма. В приведенной выше цитате Л.Н. Овчинников указал на возможность отделения термальных растворов, мобилизующих рассеянные металлы, поднятия их вверх и рудоотложение. Это все верно, но так образуются только некоторые (точнее, небольшая часть) месторождения, связанные с метаморфизмом, тогда как более значительная группа месторождений образуется иначе — на месте, как бы внутри метаморфизируемых пород, лишь с незначительным перемещением отдельных элементов или вовсе без перемещения. В этом и состоит коренное отличие метаморфогенных месторождений от других классов эндогенных месторождений.

Кроме обычного, широко распространенного выполнения полостей рудным материалом и метасоматического замещения нерудных минералов породы, характерных для всех эндогенных месторождений, при метаморфизме рудообразующими являются: перекристаллизация исходного вещества породы, подвергшегося метаморфизму. В тех случаях, когда исходное вещество породы (осадочной или вулканогенной) содержало в своем составе достаточное количество полезного компонента для образования руды, но рудой не являлось из-за технологической непригодности, при метаморфической перекристаллизации оно приобретало необходимые технологические свойства и становилось рудой. Так, железисто-кремнистые осадки, состоящие из водных соединений окисного железа, кремнезема и дисперсной глины, преобразовывались в магнетитовые кварциты, роговики и джеспилиты, которые приобрели необходимые технологические свойства, стали железными рудами. Богатые алюминием глинистые сланцы стали кианитовыми породами, являющимися рудой для производства алюминия, из углистого сланца образовались графитовые руды и т.д.

Таким образом, совершенствование рудного скопления при перекристаллизации породы, сущность которой состояла в собирательной кристаллизации рудных минералов, явилось рудообразующим процессом. Эта группа месторождений давно названа метаморфизованными [8].

Вынос из породы безрудных компонентов осуществляется при метаморфизме пород в условиях тектонических движений. В результате сочетания пластического сжатия при образовании складчатости, перекристаллизации первичных минералов породы, собирательной кристаллизации рудных минералов, растворения и выноса нерудных компонентов происходило образование руды и рудных залежей. Этот широко распространенный процесс образования богатых железных руд среди полосчатых роговиков и джеспилитов встречается на всех щитах мира.

Из сказанного видно, что при метаморфизме в отдельных тектоничес-

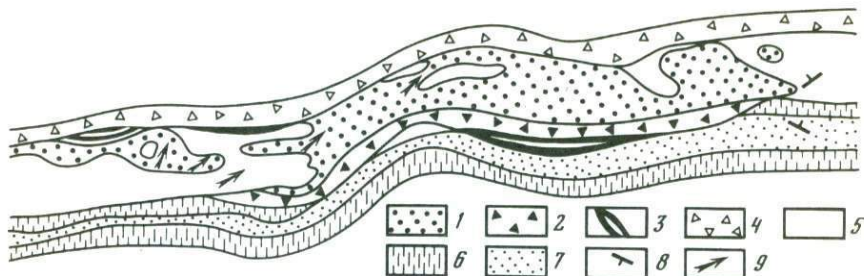


Рис. 1. Структурный план залежей железистого горизонта рудника им. Артема Криворожского бассейна

1 — мартито-магнетитовые руды; 2 — гематито-хлоритовые сланцы; 3 — дисперсно-гематитовые руды; 4 — хлоритовые сланцы; 5 — джеспилиты; 6 — мартито-хлоритовые кварциты; 7 — хлоритовые сланцы лежащего бока; 8 — трещины отдельностей; 9 — направление падения пород

ких зонах, кроме общей перекристаллизации породы и собирательной кристаллизации рудного вещества, возникали благоприятные условия растворения метаморфическими растворами безрудных компонентов и образование руды. Такое формирование рудных месторождений за счет заново созданного рудного скопления мы относим к разряду метаморфических месторождений.

Образование собственно метаморфических месторождений хорошо изучено на многочисленных примерах железных руд Криворожского бассейна и КМА [4–7].

Богатые железные руды Криворожского бассейна размещаются среди пород железорудной формации типа Супериор (осадочно-метаморфические) нижнепротерозойского возраста.

Метаморфические породы залегают на эродированной поверхности архейских плагноклазовых мигматитов и гранитов. Метаморфизм пород Саксаганской полосы бассейна относится к зеленосланцевой фации. Многочисленными скважинами, из которых более 30 скважин перебурили породы Саксаганской полосы железистых пород до глубин 2,5–3,0 км, а горные выработки достигли 1200 м глубины, нигде не встречены магматические породы.

Рудные месторождения представлены шарнирными залежами, рудными столбами и многочисленными гнездами, линзами и бесформенными залежами руд мартитового и гематит-магнетитового состава.

Месторождения богатых железных руд Криворожского бассейна характеризуются следующими особенностями: минеральный состав руд аналогичен вмещающим породам, руды имеют одинаковый геохимический профиль с вмещающими породами, рудные залежи размещаются в складчато-трещинных структурах; наблюдается тесная пространственная и временная связь рудообразования со складкообразованием и метаморфизмом. Разрывные структуры и даже трещины отдельности являются послерудными. Конкретные рудные залежи располагаются в пределах одного пласта железистых пород, а при переходе залежи в соседний пласт состав руды сменяется в соответствии с составом соседнего пласта, парагенетические ассоциации минералов пород и руд полностью отвечают одним и тем же условиям метаморфизма (рис. 1).

Эти особенности состава, структуры и условия залегания рудных залежей и месторождений настолько своеобразны, что их нельзя отнести ни

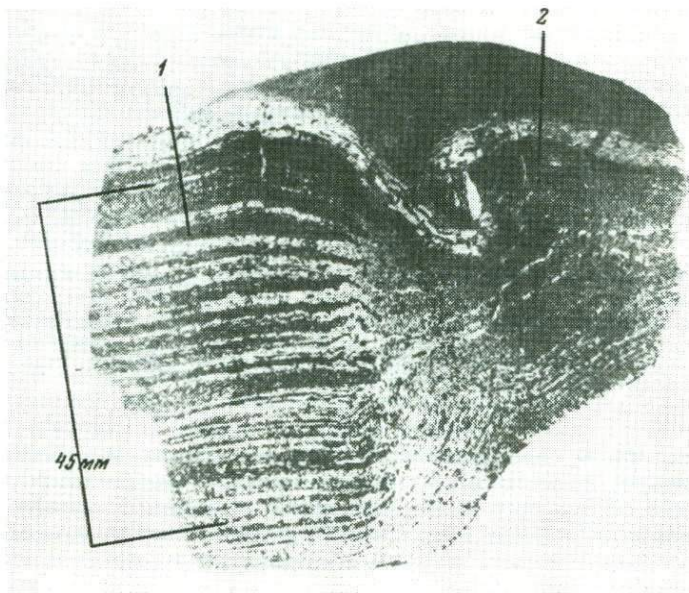


Рис. 2. Контакт железистого кварцита (1) с рудой (2)  
Светлые прослои — кварцевые; темные прослои — рудные

к одному из известных генетических классов месторождений (эндогенных или осадочных).

В отличие от других генетических типов, образование месторождений богатых железных руд Криворожского бассейна явилось составной частью процесса перестройки и дифференциации вещества породы при метаморфизме. Эти изменения протекали на фоне дегидратации, силикатного растворения и собирательной перекристаллизации вещества, приводящих к значительному перераспределению первичного материала внутри метаморфизируемой толщи. В складчатых структурах наблюдаются более интенсивный вынос силиция и в связи с этим обогащение магнетитом (рис. 2).

Детальное изучение контактов железорудных залежей Криворожского бассейна дало возможность раскрыть сущность процесса образования богатых железных руд в полосчатых железистых породах протерозоя.

Прослежены изменения прослоев, составляющих железистую породу, при переходе их из породы в богатую руду. Рудные — существенно магнетитовые прослои прослеживаются из породы в руду без существенных изменений мощности, состава и крупности магнетита. Часто наблюдается некоторое увеличение мощности вследствие появления в руде тончайших прослоев, сложенных новообразованиями гематита, располагающегося чаще всего на границе рудного и безрудного прослоев.

Безрудные (кварцевые) или малорудные (кварц-магнетитовые) прослои по мере перехода из железистого кварцита в руду постепенно или довольно резко суживаются и в руде выклиниваются (см. рис. 2).

Такое уменьшение мощности безрудных прослоев является общей закономерностью, характерной для различных разновидностей руд этого типа.

На основании большого количества замеров (свыше 100) установлено,

что из слоя (полки) железистой породы мощностью 100 см образуются руды мощностью от 45 до 80 см. Следовательно, из 100 см<sup>3</sup> породы образовалось от 45 до 80 см<sup>3</sup> руды. Величина сжатия, усадки или потери объема изменяется от 20 до 55%, т.е. процесс рудообразования сопровождается потерей первоначального объема.

Магнетит и кварц в породах и руде относятся к одной генерации и это подтверждает их непосредственную генетическую и временную связь с метаморфизмом.

Данные объемно-весовых соотношений пород и руд и изученных пород и руд под микроскопом показали, что процесс оруденения состоял в выносе кремнезема из нерудных и рудных прослоев породы в зонах тектонического сжатия.

Совершенно аналогичные изменения пород при рудообразовании изучены А.Л. Глагольевым [10] в магнетитовых кварцитах КМА, нами в магнетитовых кварцитах Аньшаня, Сингхбума и Оленегорска (Кольский полуостров).

Подтверждением природного процесса интенсивного растворения кварца и выноса SiO<sub>2</sub> из пород при метаморфизме в складчатых зонах явились экспериментальные данные Н.И. Хитарова [21] и Ф.В. Сыромятникова и Г.В. Румянцевой [20] о резком увеличении растворимости кварца при температуре около 400°С и 4 кбар давления, приложенного к образцу одностороннего сжатия и увеличения боковой нагрузки.

Экспериментальные работы, выполненные в лаборатории Отделения металлогении ИГФМ АН УССР [11], показали резкое увеличение растворимости кварца в присутствии магнетита.

Таким образом, селективное растворение и вынос из породы кремниескислоты при практически неизменном количестве железа, происходящих при синхронном сжатии породы, привели к образованию богатых железных руд среди железисто-кремнистых пород в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма.

Установлены закономерности размещения месторождений богатых железных руд среди полей развития железисто-кремнистых формаций, метаморфизованных в различных фациях. Среди железистых пород дозеленосланцевой фации метаморфизма, образовавшихся при температурах 100–250°С, сколько-нибудь заметных месторождений этого типа не встречено. В районах, где метаморфизм пород достиг фации зеленых сланцев, самое широкое распространение получили процессы образования метаморфогенных руд. К таким районам относятся — Саксаганский в Кривом Роге (Белозерский район юга Украины) и Белгородский район КМА, где встречено наибольшее количество месторождений этого типа. На площадях амфиболитовой фации метаморфизма оруденение железистых пород встречено значительно реже и оно там представлено метасоматическими залежами силикатно-магнетитовых и карбонатно-магнетитовых руд. В районах гранулитовой фации метаморфизма практически богатых железных руд не встречено.

Такая закономерность образования богатых руд среди железистых пород докембрия объясняется следующими причинами: зеленосланцевая фация метаморфизма явилась наиболее благоприятной по физико-химическим условиям для выноса SiO<sub>2</sub> в складчатых зонах повышенных давлений. Дальнейшее повышение температуры и изменения кислотности-щелочного потенциала привели к миграции Fe, Al, Si и Mg и образованию магнезиально-железистых, железистых и карбонатных метасоматитов — месторождений, представленных магнетитом, магнезиальным карбонатом и алюмосиликатами. В условиях гранулитовой фации были одновременно

подвижны Fe, Si и Al при еще более высоких температурах и пониженном давлении кислорода, что привело к образованию железистых силикатов (пироксенов) и в меньших количествах — магнетита.

В этой статье мы кратко охарактеризовали образование богатых железных руд, непосредственно связанных с региональным динамотермальным метаморфизмом полосчатых первично хемогенно-осадочных железистых пород протерозоя.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Апельцин Ф.Р., Скоробогатиков Н.В., Якушин Л.Н.* Генетические черты гранитоидов Полярного Урала и условия их редкометальной специализации. М.: Недра, 1967, 199 с.
2. *Барсуков В.Л.* О металлогенической специализации гранитоидных интрузий — В кн.: Химия земной коры. М.: Наука, 1964, т. 2, с. 196—214.
3. *Бевзенко П.Е., Недошковский П.Г.* К проблеме связи магматизма и источника рудного вещества с глубинным строением Земли. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1973, с. 126—137.
4. *Белевцев Я.Н.* Железные руды Криворожского железорудного бассейна. Киев: Изд-во АН УССР, 1955, с. 195—225.
5. *Белевцев Я.Н.* Происхождение рудообразующих растворов. — В кн.: Проблемы гидротермальных рудных месторождений. Будапешт: Изд-во АН Венгрии, 1970, с. 115—123.
6. *Белевцев Я.Н.* Генезис богатых железных руд. — В кн.: Железорудные месторождения докембрия Украины и их прогнозная оценка. Киев: Наук. думка, 1981, с. 34—48.
7. *Белевцев Я.Н., Бура Г.Г.* и др. Генезис железных руд Криворожского бассейна. Киев: Изд-во АН УССР, 1959, с. 83—138 и 161—206.
8. *Бетехтин А.Г.* Процессы метаморфизма и образование метаморфических месторождений. — В кн.: Курс месторождений полезных ископаемых. М.: Гостоптехиздат, 1946, с. 71—74.
9. *Гинзбург А.И.* Проблемы редкометальных гранитов. — В кн.: Редкометальные граниты и проблемы магматической дифференциации. М.: Недра, 1972, с. 7—27.
10. *Глаголев А.Л.* Проявления гипогенного оруденения в железистых кварцитах Курской магнитной аномалии. — Докл. АН СССР. Сер. геол., 1957, № 8, с. 31—39.
11. *Елатко Ю.М., Воробьева К.А.* О современной растворимости кварца и магнетита. — В кн.: Третья конф. молодых ученых геологов Ин-та геол. наук АН УССР. Киев: Наук. думка, 1964, с. 17—18.
12. *Козлов И.С., Титов В.И., Азов В.С.* О метаморфогенном образовании полиметаллических месторождений рудоалтайского типа. — Геол. журн., 1972, № 2, с. 24—31.
13. *Овчинников Л.Н.* К уточнению роли метаморфизма в рудообразовании и понятие "Метаморфогенное рудообразование". — В кн.: Метаморфогенное рудообразование. М.: Наука, 1977, с. 40—47.
14. *Овчинников Л.Н.* Метаморфизм. — В кн.: Месторождения литофильных редких металлов. М.: Недра, 1980, с. 473—475.
15. *Сапрыкин Е.П.* Метаморфогенное рудообразование. М.: Наука, 1980, с. 57—90.
16. *Сауков А.А.* Несколько замечаний о гидротермальных растворах и гидротермальных месторождениях. — В кн.: Вопросы геохимии. М.: Изд-во АН СССР, 1960 с. 77—82.
17. *Сидоренко А.В., Ляхович В.В.* Пары ортогранитоиды. — Сов. геология, 1975, № 7, с. 3—16.
18. *Смирнов В.И.* Колчеданные месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968, с. 589—647.
19. *Смирнов В.И.* Энергетические основы постагматического рудообразования. — Геология руд. месторождений, 1981, № 1, с. 5—17.
20. *Сыромятников Ф.В., Румянцева Г.В.* О влиянии механического напряжения на растворимость кварца в воде и щелочных растворах. — В кн.: Проблема метаморфогенного рудообразования. Киев: Наук. думка, 1969, с. 214—215.
21. *Хитаров Н.И.* Четырехградусная изотерма  $H_2O-SiO_2$  в пределах давления 4 кбар. — Геохимия, 1956, № 1, с. 62—66.

*Е.А. Кулиш, С.Ф. Усенко***ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ, ГРАНИТОИДЫ  
И ОЛОВОНОСНОСТЬ СИХОТЭ-АЛИНСКОЙ  
СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ**

Сихотэ-Алинская складчатая система представляет собой одну из важнейших оловоносных провинций Востока СССР и Тихоокеанского рудного пояса. Она сформировалась к позднему мезозою—кайнозою на байкальском складчатом основании и характеризуется стадийной эволюцией геосинклинально-складчатых процессов, обусловившей последовательное наращивание платформы осадочными, вулканогенно-осадочными и вулканогенными складчатыми комплексами с латеральным смещением и переходом в сторону океана разностадийных тектонических процессов и складчатых зон, их структур и геологических формаций, магматических комплексов и оруденения. Складчатая система представляет собой бициклическое сооружение, отражающее последовательность геологических событий позднегерцинского и мезозойского тектономагматических циклов.

Присущий Сихотэ-Алинской системе характер инверсии геосинклинального режима, осуществлявшийся через краевые поднятия, обуславливал в ходе развития систематическое скатывание последующих разностадийных геосинклинальных и орогенических структур к востоку (к океану), сопровождавшееся увеличением их площадей развития и уменьшением мощности формирующихся здесь толщ, эволюцией формационного состава в сторону все возрастающей его сиаличности и, следовательно, зональным размещением структурно-фациальных зон и зон складчатости, омолаживающихся в том же направлении. При этом тектоно-аккумулятивные структуры геосинклинального периода развития в ходе тектогенеза занимают фронтальное (восточное) положение, а орогенические, отставая от них, тяготеют к их тыловому (жесткому) обрамлению, испытывающему поднятия. В результате в зоне поднятия возникает система внегеосинклинальных (тыловых) орогенических структур, которые контролируют проявление подавляющей массы гранитоидного магматизма и представляют собой главные региональные зоны гранито- и рудообразования.

Сихотэ-Алинская складчатая система как зона перехода от континента к океану характеризуется повышенной эндогенной активностью, проявляющейся, в частности, в широком развитии гранитоидов, сопряженных с интенсивными процессами метаморфизма, метасоматоза, гидротермального метаморфизма, рудообразования и др.

Движение фронта складчатости и магматизма в сторону океана сочетается с последовательным уменьшением мощности земной коры и "гранитно-го" слоя, в частности, уменьшением глубины гипоцентров магнообразования и повышением основности магматических комплексов с параллельной эволюцией форм проявления магматизма в сторону возрастания роли эффузивных фаций и вулканоплутонических комплексов. При этом происходит постепенное сближение возраста и структурно-генетической связи магматических комплексов и их субстрата, в результате чего магмо- и рудонесущие зоны поднятий, в зоне непосредственного перехода к океану имеют протоорогенную природу, тогда как на западной окраине складчатой системы они явно дейтероорогенные; первые характеризуются преимущественным развитием вулканоплутонических форм магматизма, а вторые — плутонических.

Эндогенное оруденение Сихотэ-Алинской складчатой системы — оловяно-

ное, вольфрамовое, свинцово-цинковое, золотое, редкометальное – формировалось в мезозое, в основном на орогенном этапе ее эволюции, т.е. оруденение связано с теми тектоно-магматическими процессами, которые многие исследователи рассматривают как “отраженную” активизацию и которые сопряжены с наиболее интенсивным и широко распространенным гранитообразованием.

Геосинклинальный этап развития системы (раннегеосинклинальная и предорогенная стадии) является временем преимущественного создания кремнисто-терригенных и терригенно-флишoidных, отчасти базитовых и ультрабазитовых, практически непродуктивных в рудном отношении, формаций в эвгеосинклинальных трогах и предорогенных прогибах.

На орогенном этапе (ранне- и позднеорогенная стадии) формирование инверсионных молассовых впадин, постинверсионных депрессий и субазральных вулканоструктур сопровождается несравненно более активной магматической деятельностью – созданием плутонических, вулканических и вулканоплутонических комплексов гранитоидного состава, несущих основной фонд гранитофильного, гидротермально-метасоматического, халькофильного и литофильного оруденения, в том числе и оловянного. С последовательным возрастанием роли гранитоидов закономерно сочетается и рост рудной продуктивности [6, 9, 11, 14–16]. Образование приповерхностных вулканогенно-плутонических комплексов и субазральных вулканоструктур и вулканитов в позднеорогенное время синхронизируется и пространственно сочетается с молассоидным осадконакоплением. При этом орогенные магматические комплексы охватывают широкие внегеосинклинальные ареалы, тяготея к сводово-глыбовым сооружениям, совпадающим с системами тыловых структур. В условиях такого смыкания магмо- и седиментогенеза не исключено возникновение оптимальных условий для формирования, наряду с вулканогенным, и стратиформного оруденения, чему способствует и то, что в малоглубинных и близповерхностных сферах коры возрастает роль вадозных растворов, которые могут иметь существенное рудообразующее значение.

Особенности зонального размещения, эволюция состава и продуктивности магматизма Сихотэ-Алиня являются закономерным следствием его поступательно-стадийного рецессивного развития. Магматизм, в том числе и гранитоидный, и рудоносность являются следствием взаимодействия вещества коры и мантии, имеющего в основе энергию активного тектогенеза, в конкретных блоках тектоносферы, обладающих определенным составом земной коры и имеющих металлогеническую специализацию.

Горизонтальное перемещение тектогенеза и рудоносных магматических комплексов в направлении к океану сопровождается также изменением положения их материнских очагов в разрезе коры – последовательным (от стадии к стадии) подъемом области разогрева и гипоцентров магмообразования из примантийных сфер в верхние горизонты коры, где позднеорогенный магматизм тесно сочетается с молассоидным осадконакоплением. Происходит последовательное уменьшение глубинности магматических процессов от абиссальных и гипабиссальных условий до приповерхностных и субазральных, их подкисление и сближение седиментогенных, эффузивных и интрузивных процессов и их продуктов вплоть до полного их слияния во времени и пространстве. На заключительной стадии орогенеза образование вулканоплутонических ассоциаций сопровождается молассовым седиментогенезом и интенсивными гидротермально-рудообразующими процессами, приводящими к формированию малоглубинных месторождений, а возможно, и месторождений стратиформного типа.

Разностадийные магматические комплексы, смещаясь к востоку, ло-

кализуются, как правило, в тыловой раме "своих" прогибов — в зонах краевых геосинклинальных поднятий. Вследствие этого зоны проявления магматизма "отстают" от изохронных им седиментогенно-складчатых зон, занимающих фронтальное положение, а их ареалы, расширяясь, все глубже проникают в тыловую раму геосинклинально-складчатой системы. При этом гипоцентры магматизма становятся все менее глубинными; в результате возрастает роль эффузивных фаций, которые, сближаясь во времени и пространстве с интрузивными, образуют вулканоплутонические ассоциации, составы которых последовательно эволюционируют в сторону возрастания кислотности и щелочности, а продуктивность — в направлении доминирующей роли гранитофильной минерализации. Орогенный этап развития Сихотэ-Алиня сопровождается формированием разнообразных вулканотектонических структур. Особенности их строения, состава и рудоносности зависят от геотектонического положения и глубинного строения линейных и ареальных областей вулканизма (краевые вулканические пояса, блоково-сводовые поднятия и др., характеризующихся гравитационными ступенями земной коры и мантии, участками различной плотности литосферы и т.п. [8]).

Таким образом, наряду со складчатой зональностью имеет место и зональность в размещении разностадийного магматизма, который в грубых чертах (с отставанием) повторяет структурно-фациальную последовательность.

Типовые особенности оруденения, связанного с этим магматизмом, в своем размещении проявляют ту же зональность. Оруденение эволюционирует с запада на восток в широком типовом диапазоне: от самых глубинных, интрузивных и околоинтрузивных типов, связанных с сиалическим типом гранитов, до тех из них, которые формируются на более высоких уровнях земной коры, вдали, а то и вне видимой связи с интрузивными комплексами гранитоидов повышенной основности, в зонах с пониженной мощностью земной коры и "гранитного" слоя, в частности.

Локализация зон разностадийного рудоносного магматизма в тыловых рамах синхронных им зон геосинклинальной седиментации, по-видимому, объясняется относительно большей проницаемостью этих структур в связи с активным геосинклинальным режимом их развития, растяжением и дизъюнктивной дислоцированностью.

В процессе стадийного развития тектогенеза тыловая рама геосинклинали, следовательно, активно реагирует на геологические события во фронтальной зоне: на геосинклинальном этапе — заложением пригеосинклинальных прогибов, а на орогенном — формированием инверсионных и постинверсионных впадин, депрессий и вулканоструктур — важнейших элементов системы тыловых структур, на основе которых складываются сводово-глыбовые поднятия [17]. Последние и вмещают подавляющую массу гранитоидного магматизма и связанного с ним эндогенного оруденения — Sn, W, Pb, Zn.

Индукцированные геосинклинально-складчатыми процессами сводово-глыбовые сооружения представляют собой структуры, именуемые часто структурами отраженной активизации. В Сихотэ-Алинской складчатой системе таких крупных структурных сооружений по крайней мере два: Хингано-Охотское и Сихотэ-Алинское. Первое размещается на западной окраине складчатой системы. Его можно характеризовать как дейтеророгенное сооружение. Оно характеризуется меловым, преимущественно плутоногенным магматизмом, около- и надинтрузивным малосульфидным оловянным оруденением, в основном касситерит-кварцевым и касситерит-силикатным, отчасти скарновым и пегматитовым формационных

типов. Сихотэ-Алинское геосинклинальное сооружение — это протоорогенное структурное образование, несущее позднемеловой палеогеновый эффузивно-интрузивный магматизм. Связанное с ним надинтрузивное и удаленно надинтрузивное (включая вулканогенное и возможно стратиформное) многосульфидное оруденение относится преимущественно к касситерит-силикатной, касситерит-сульфидной и сульфидной формациям.

Движение фронтальной зоны геосинклинали в сторону океана и всевозрастающая степень полярности геологических процессов, структур и формаций как отражение необратимой направленности развития, наряду с увеличением роли надинтрузивного оруденения, сопровождается нарастанием его экстенсивности и полифазальности, усложнением минерального состава, формационных особенностей руд и взаимоотношений их с вмещающими породами; плутогенная (генетическая) форма связи оруденения с магматизмом постепенно уступает место вулканогенной (парагенетической).

На посторогенном этапе эволюции складчатой системы зоны сводовоглыбовых поднятий с их положительными морфоструктурами, гранитоидным магматизмом и соответствующим ему оруденением подвергаются деструктивным процессам: формированию на их основе рифтогенных зон погружения, нивелировке рельефа, редукции "гранитного" слоя коры, проявлению базитового магматизма и специфического комплекса рудной минерализации — Hg, Sb, Au, W, As, F. Свойства этих структурных новообразований — отрицательные формы рельефа, высокое положение границы Конрада и соответствующие значения гравитационного и магнитного полей, наличие минеральных источников, мантийного магматизма и минерализации соответствуют таковым для структуры "автономной активизации". Последнее, однако, наследуя самые молодые морфологические отрицательные элементы системы краевых структур — зоны депрессий, проявляют тем самым преемственно-генетические связи со структурами "отраженной активизации", в дальнейшем проявляя по отношению к ним агрессивность. Косвенным свидетельством преемственной связи характеризуемых типов структур "активизации" является также общность контролирующих их зон глубинных разломов. Одна из таких структур "автономной активизации" разделяет Хингано-Охотское и Сихотэ-Алинское сводовые поднятия, представляющие собой структуры "отраженной активизации". Следовательно, структуры "автономной активизации", близкие по своей природе к рифтогенным, преемственно наследуя морфологически отрицательные элементы и прогрессируя в направлении базификации континентальной коры, представляются как следствие особого типа посторогенной структурной и вещественной эволюции континентальной коры, следующей за стадией молодой платформы.

Таким образом, в направлении от дейтеро- к протоорогенным зонам, параллельно с эволюцией магматизма, эволюционируют и типовые особенности сочетающегося с ним оруденения: от наиболее высокотемпературных и глубинных до малоглубинных и приповерхностных, а формы связи оруденения с магматизмом варьируют от непосредственно интрузивных и околоинтрузивных до над- и удаленно надинтрузивных, вплоть до полной утери видимых связей.

Каждую из серий разностадийных магматических комплексов, сообразно времени их возникновения и места локализации, отличает присущая ей совокупность признаков, определяющих рудообразующую роль их магм. Если абстрагироваться от существенного влияния на металлогеническую специализацию локальных геологических факторов, то можно считать, что основному и ультраосновному (геосинклинальному) магматизму на Сихотэ-Алине сопутствует довольно слабая сидерофильная,

отчасти, может быть, медная, минерализация; интрузивную деятельность периода инверсии сопровождают тоже незначительные по объему, но относительно более заметные гидротермальные и контактово-метасоматические концентрации некоторых литофильных — редких и редкоземельных элементов, отчасти халькофилов и группы железа; гранитоидному магматизму орогенного периода соответствует наиболее перспективная гранитофильная гидротермально-метасоматическая халькофильная и литофильная, в том числе оловянная, минерализация.

При всем разнообразии гранитоидов оловоносными являются лишь те гранитоиды, которые сформировались в средней части складчатой системы, представляющей собой крупный структурный блок, сложившийся на основе сиалического фундамента относительно большой мощности.

Приведенный характер эволюции состава рудной минерализации, тесно увязывающейся со стадийностью развития тектогенеза и магматизма в ходе формирования континентальной коры, уменьшением глубинности магматических очагов и покислением продуцируемых ими магматических комплексов, свидетельствует, прежде всего, о несомненной связи оруденения с гранитоидами, из магм которых экстрагируется до 90% олова [2].

Решение проблемы связи оруденения с магматизмом тесно связано с проблемой источника рудного вещества. Рудная специализация, как и уровень продуктивности гранитоидов, формирующихся в различных геологических условиях, различны. Применительно к олову это выражается в том, что "оловоносные" гранитоиды при всем своем возрастном и петрографическом разнообразии обладают некоторыми общими геохимическими свойствами и проявляются только в определенных областях.

Петрографически разнообразные и многофазные оловоносные гранитоиды обладают определенными геохимическими чертами существенной калиево-щелочности, повышенным коэффициентом апаитности и др. Они характеризуются повышенными, более чем в два раза, концентрациями F, B, Sn и пониженными Ni, Co, Cr, W, а акцессорного касситерита содержится в 5—10 раз больше, чем в обычных, нерудоносных лейкократовых гранитоидах. Кроме касситерита, в биотите и амфиболах этих гранитов по сравнению с обычными такими же минералами гранитоидов содержится больше олова — в биотитах до 8 раз, в амфиболах до 10 раз. Повышены количества в них и других акцессорных минералов: турмалина, галенита, сфена, вольфрамита, шеллита, флюорита и др. С рудоносными гранитоидами связаны также интенсивные постмагматические процессы: турмалинизация, микроклинизация, мусковитизация, окварцевание, скарнирование, грейзенизация пород рамы и т.д.

Показателями рудоносности орогенных сихотэалинских гранитоидов являются также закономерное возрастание концентрации и дисперсии содержания рудных и редких элементов от их ранних к более поздним фаціальным разновидностям, а также обогащение акцессорного магнетита Sn, Pb, Zn, W, Mo и др. [11, 16]. Однако в основе оловоносности гранитоидов лежит все же металлогеническая специализация субстрата складчатой системы и ее глубинных зон, в том числе повышенные против кларка содержания олова [5, 7, 11]. Полихронность оруденения в полициклически развивающихся складчатых системах связана с ремобилизацией и регенерацией рудного вещества кристаллического фундамента. Существенную роль в создании оловянного фонда гранитоидов и в формировании оловянных концентраций имеют широко развитые на Сихотэ-Алине морские песчано-сланцевые формации, содержащие повышенные количества олова, бора и др. Интрузирующие эти толщи гранитоиды, как правило,

оловоносны. Таким образом, в основе стабильности размещения оловоносных гранитоидов лежит явление наследования оруденения — металлогеническая специализация отдельных блоков тектоносферы. В полициклически развивающихся системах это приводит к ремобилизации и регенерации рудного вещества и, следовательно, полихронности оруденения. При этом состав и формационный облик гранитоидов в зависимости от возраста (стадии формирования складчатой системы) и положения в той или иной структурно-фациальной зоне закономерно изменяются в направлении к океану: от сиалических (гранитов) через сиалофемические (гранодиориты) к фемическим (гранитоиды повышенной основности). Параллельно с этим, как уже отмечалось, варьируют в определенном направлении и типовые особенности оруденения. Все это достаточно убедительно показывает, что проблема рудной специализации гранитоидов, как и природы источника рудного вещества, связаны прежде всего с геологическими условиями возникновения самих гранитов.

Если даже исходить из позиции, что в основной своей массе гранитоиды имеют коровое (палингенное) происхождение, то и в этом случае, учитывая неизбежность подкоровых тепло- и массопотоков, в какой-то мере индуцирующих возникновение коровых выделков, нельзя считать, что природа источника их рудной специализации является только коровой или только ювенильной. Если для инициальных магм и их производных прямая генетическая связь с ними соответствующих видов и типов оруденения представляется очевидной, то в части гранитоидов связь эта более многосторонняя и сложная и по существу и по форме проявления. Исходные очаги палингенных магм возникают и развиваются в разнообразных и сложных условиях структурной и вещественной анизотропии земной коры. В результате создаются качественно различные магматические комплексы с различным типом и уровнем металлогенической специализации и концентрации летучих. Последние, обуславливая высокую подвижность рудных элементов, особенно в кислых магмах поздних этапов развития, приводят к тому, что оруденение локализуется в различной структурной и литологической обстановке, на различном удалении от интрузивов вплоть до полной утери видимой пространственной связи с ними. В этом, по видимому, и кроются основные причины различного толкования характера и достоверности связи оруденения с гранитоидами, природы их рудной специализации и источников рудного вещества.

Таким образом, связь оловянной минерализации с гранитоидами в основном парагенетическая, так как и те и другие являются производными сочетаниями ряда процессов: деятельности глубинного магматического очага, доставки вещества и энергии из подкоровых глубин, плавления, ассимиляции пород фундамента и рамы, вещественного обмена между расплавами и окружающей средой и др. Рудообразующая роль гранитоидов, следовательно, сводится сначала к экстракции и концентрации определенного комплекса рудных элементов, а затем к генерации оруденения в конкретных структурных, литологических и термодинамических условиях.

Роль ювенильного и корового источников рудного вещества и их влияние на металлогеническую специализацию магматических комплексов Сихотэ-Алиня весьма существенны [5–7, 11, 15, 16, 18, 19]. Каждый из них в той или иной геологической обстановке оказывает большее или меньшее, а то и решающее значение для рудной специализации магм и рудообразования.

М.И. Ициксон [6], Ф.К. Шипулин [18] и другие исследователи, усматривая парагенетическую связь оловянного оруденения с малыми интрузиями заключительных этапов развития подвижных зон, характеризующихся

магматизмом повышенной основности и щелочности, указывали на возможность мантийного источника рудного вещества. М.И. Ицксон [6] подчеркивал, что все касситерит-сульфидные месторождения восточных склонов Сихотэ-Алиня связаны с умеренно кислыми и кислыми трещинными интрузиями, тесно связанными с фациями своих эффузивных коагматов. Ф.К. Шипулин [18] усматривал эти источники в глубинных очагах гибридных расплавов, давших малые интрузии, в том числе дайковые тела. Это подтверждают и более поздние исследования, показавшие, что в направлении к востоку (океану) с увеличением интенсивности оруденения и основности гранитоидных комплексов возрастает и роль послегранитных дайковых образований, которые во времени и структурно в большей мере, нежели граниты, парагенетически тесно связаны с оруденением. Причем в составе даек присутствуют хромшпинелиды — явный признак их связи с мантийной сферой [1]. Есть убедительные доказательства генетической связи оловянного оруденения с явно мантийными щелочными базальтоидами и их дифференциатами [2], трахимезитовыми гранитоидами [5], присутствие касситерита установлено и в океанических перидотитах [6]. В.Л. Барсуков и И.Д. Рябчиков [4], не исключая определенной роли мантийных флюидов в металлогенетической специализации оловоносных магм, считают, что их рудообразующая роль не может быть решающей, так как, по их мнению, проникновение в верхние коровые горизонты больших масс мантийных растворов маловероятно.

Во всех этих приводимых нами выше работах данные об определяющей роли ювенильного источника рудного вещества для металлогенетической специализации гранитоидов относятся к районам развития касситерит-сульфидного оруденения, предпочитающего геологическую обстановку поздних этапов развития складчатых систем. Областью преимущественного развития этого типа оруденения является окраинно-материковая зона, близкая к зоне непосредственного перехода от континента к океану. Она характеризуется протоорогенными условиями формирования субвулканических магматических комплексов повышенной основности и щелочности и наиболее молодым, в том числе малоглубинным и вулканогенным, многосульфидным оловянным и сульфидным оруденением.

Коровый источник рудной специализации магматических комплексов проявляется в иной геологической обстановке. В отличие от зон протогео-синклинального орогенеза и трахимезитового магматизма он более характерен для дейтероорогенной обстановки запада Сихотэ-Алинской оловоносной провинции, где в условиях большой мощности гранитного (сиалического) слоя коры формируются преимущественно плутоногенные комплексы калиевых, палингенных гранитоидов с пониженным коэффициентом аглаитности, металлогенетическая специализация которых определяется особенностями состава сопредельных с магматическими очагами образований земной коры. Здесь мантийный источник рудного вещества, видимо, существенно подавлен ведущей ролью корового источника. И только в промежуточных геологических условиях, где формируются комплексы сиалофемических гранитоидов, в металлогенетической их специализации, наряду с коровыми, заметную роль могут играть и ювенильные источники [5].

Таким образом, роль глубинных коровых источников рудного вещества представляется важной для областей развития плутоногенных преимущественно сиалических гранитов, с которыми связаны многие рудные районы с их традиционными генетическими типами оловянных концентраций. Этим объясняется устойчивость латераль-секреционной концепции, в соответствии с которой рудоносность магматических комплексов всецело определяется составом геологической среды, в которой формируются их исходные

очаги. Тот факт, что для всех оловоносных провинций мира характерно развитие морских песчано-сланцевых формаций, содержащих рассеянные бор и олово, и что интрузирующие их гранитоиды, как правило, оловоносны, позволяют рассматривать эти формации в качестве источника олова. В этой связи гранитоиды и турмалин-оловянная минерализация Боливии, например, рассматривается как следствие анатектического плавления оловодержащих глинистых толщ позднего палеозоя. Убедительность латераль-секреционной концепции подкрепляется и наличием широких корреляционных связей между составом складчатых комплексов фундамента, формационными особенностями магматических комплексов и типовыми чертами связанного с ними оруденения. Это подтверждает и огромный энергетический потенциал тектоно-магматических процессов, в ходе которых происходит активное обменное взаимодействие магматических выплавов со средой — метаморфизм и метасоматоз, регенерация минеральных образований, в том числе рудных, извлечение их и заимствование магмой, перенос и отложение [2, 11, 15, 16].

Вместе с тем магматические комплексы различного состава и генезиса, располагающиеся в отличных геоструктурных обстановках, имеют различную потенциальную рудоносность. Гранитоидные комплексы натриевой серии с относительно повышенным коэффициентом агаитности располагаются в золотоносных районах складчатой системы с ее эвгеосинклинальным характером складчатого основания, а интрузивные комплексы преимущественно калиевых гранитов с пониженным коэффициентом агаитности локализуется, как правило, в пределах оловоносных площадей с их сиалическим фундаментом [11]. Аналогичная зависимость проявляется и в ряде сопредельных регионов соответствующей металлогении. Это представляется важным для понимания природы источника рудного вещества, а при структурно-металлогенетическом районировании необходимо учитывать формационный тип интрузивных комплексов и характер связанной с ним рудоносности как косвенный показатель возможного состава фундамента.

Связь оруденения с магматическими комплексами следует понимать в том смысле, что постмагматические месторождения и гранитоидные комплексы являются продуктами деятельности единой рудно-магматической системы, т.е. связь постмагматического оруденения с гранитоидными комплексами в основном парагенетическая. В формировании рудных концентраций принимают участие вещества, доставляемые ювенильными потоками из подкоровых глубин, а также — заимствованные из окружающей среды как путем магматического плавления пород, так и экстрагирования из них полезных компонентов вадозными и ювенильными растворами. Решающая роль того или иного из них в рудообразовании определяется геологическими условиями тектоно-магматического и постмагматического процессов — степенью проницаемости структуры, составом и мощностью земной коры, глубиной формирования магматических очагов и рудоотложения [6, 11, 15, 19, 20].

Признание парагенетической природы гранитоидов, однако, не умаляет их рудогенетической роли. Представляется, что, возникнув в ходе тектогенеза как участки разуплотнения и выплавов и занимая промежуточное положение между примантийной сферой и сферой рудообразования, гранитоидные очаги в ходе дальнейшей эволюции выполняют активную посредническую роль в постмагматическом процессе. С одной стороны, они служат каналами и аккумуляторами подкоровой энергии и вещества и мобилизаторами его из околоочагового пространства, а с другой — аппаратом, который в моменты разрядки стрессовых напряжений трансформирует

накопленную энергию и вещество в продукты метаморфизма, метасоматоза и оруденения в около- и надинтрузивном пространстве.

Все многообразие типовых особенностей оруденения Сихотэ-Алинской оловоносной провинции укладывается в региональные зоны, закономерно сочетающиеся со структурно-фациальной зональностью одноименной складчатой системы, омолаживающейся в направлении к океану. При этом оруденение эволюционирует с запада на восток в широком типовом диапазоне: от самых глубинных, интрузивных и околоинтрузивных типов, связанных с сиалическим типом гранитов, до тех, которые формируются на более высоких уровнях земной коры, вне видимой связи с интрузивными комплексами гранитоидов повышенной основности, в зонах с пониженной мощностью земной коры и "гранитного" слоя в частности.

Параллельно с эволюцией типовых особенностей оруденения, в направлении к океану, от дейтеро- к протоорогеным условиям тектогенеза происходит последовательное и относительное уменьшение значимости корового источника олова, обусловленного плавлением вмещающих пород фундамента и рамы, а также ювенильным выщелачиванием и возрастанием удельного веса подкорового и вадозного источников рудного вещества. Это коррелируется с обратной зависимостью между мощностью земной коры и величиной подкорового теплопотока, который трудно представить без участия массопотока.

Нарастание металлогенической продуктивности гранитоидного магматизма связано с количественным увеличением в них летучих и других дифференциатов, стимулирующих интенсивность эманационного концентрирования рудных элементов в прикоровельных и более глубинных частях интрузивов в их предкристаллизационный период. Значение летучих, наряду с привнесом тепла, щелочей, кремнекислоты и других компонентов процесса в направлении к поздней и постмагматическим его стадиям, заметно нарастает. Участие щелочей и галоидов (особенно фтора) последовательно возрастает в ходе геосинклинального развития складчатой системы и в направлении от океана к континенту. Аналогичную тенденцию проявляет и олово. В направлении от окраины в глубь континента, параллельно с возрастанием роли гранитоидов, мощности сиалической коры и эволюции ее щелочности в сторону преобладания калиевой геохимической обстановки, проявления олова становятся все более заметными и достигают промышленных концентраций на участках с оптимальными геологическими условиями. Это подтверждает определенную роль в рудогенезе подкорового источника олова и подчеркивает существенное значение галоидов, образующих в гидротермах легко растворимые соединения. Фтор, хлор в гидротермальных условиях образуют с рудными компонентами магм легкоподвижные комплексные соединения, способствующие их переносу и концентрации в экзоконтактных ареалах интрузивов [3, 12, 16].

В гранитоидах вообще не наблюдается заметной связи между оловом и бором [10], а в оловорудных месторождениях формирование кварц-турмалиновой ассоциации почти всегда предшествует образованию касситерита (накоплению олова) [9]. Наиболее приемлемой представляется парагенетическая природа связи между оловом и бором, повышенное содержание которого установлено в сланцевых формациях почти всех оловоносных провинций мира. Это подтверждает вывод о палингенном происхождении гранитоидов и о существенной роли корового источника олова и сопутствующего ему бора.

Различия в поведении бора и фтора в оловорудном процессе объясняются, прежде всего, их различными химическими свойствами, способностью миграции к образованию соединений с оловом в различных физико-хими-

ческих условиях [3]. Фтористые соединения характерны для оловорудных месторождений. Перенос и концентрация олова в гидротермальных растворах связаны в основном с фтором, с которым олово образует в щелочных растворах легкоподвижные комплексные фтор-гидроксильные соединения, гидролиз и распад которых приводит к выпадению его из раствора [3]. На этой основе построен и геохимический метод прогнозирования и оценки слепых оловорудных тел [2].

В направлении к поздним стадиям гидротермального процесса роль фтора, как роль и других летучих компонентов, возрастает [16, 20]. Это сказывается на особенностях рудоконцентраций, которые на Сихотэ-Алине в неодинаковых структурно-тектонических обстановках орогенного развития региона оказываются различными. В протоорогенных слабо консолидированных структурах увеличение концентрации летучих приводит к резкому росту дисперсии концентрации олова, разбросу и увеличению экстенсивности оруденения и, наоборот, к увеличению его интенсивности в дейтероорогенных структурах, сформировавшихся в консолидированных до этого зонах завершённой складчатости или на платформенном основании и отличающихся большей индивидуализированностью и проработкой, обеспечивающей более локализованную концентрацию оруденения. Если учесть существенную роль фтора в рудоносных структурах посторогенного [20] стиля развития, то становится очевидной важная и всевозрастающая рудогенная роль этого элемента не только на орогенном и по существу гранитоидном этапе развития складчатой системы, но и на посторогенной (базальтоидной) ступени ее эволюции.

Резюмируя изложенное, подчеркнем следующее.

Сихотэ-Алинская складчатая система является бициклическим складчато-глыбовым сооружением позднегерцинского и мезозойского тектономагматических циклов и характеризуется тем, что разновозрастные геосинклинально-складчатые комплексы, последовательно наращивая жесткие структуры континента, проявляют смещение в сторону океана, вскрывая, таким образом, латеральную миграцию тектонических процессов, складчатых зон, состава геологических формаций и их комплексов, магматизма и рудообразования.

Разностадийные магматические комплексы, как и прямо или парагенетически связанное с ними оруденение, отставая, но неизменно следуя за зонами геосинклинального седиментогенеза, занимающими фронтальное положение, в своем размещении проявляют зональность, которая в основном соответствует складчатой зональности. С каждой стадией магматические образования, тяготея к структурам краевых поднятий, все больше удаляются от зон ортогеосинклинальных прогибов. Эта тенденция проявляется уже на раннем этапе развития и в дальнейшем все больше прогрессирует, достигая максимума в орогенную стадию.

Параллельно с этим эволюционируют формационные, петрографические и металлогенетические свойства гранитоидных комплексов от сиалических к породам повышенной основности. Наряду с закономерностями общей эволюции коры и дифференциации магм петролого-геохимические и рудные свойства магматических комплексов в значительной мере обусловлены также влиянием конкретных региональных и локальных геологических условий возникновения магматических выплавов и, в первую очередь, составом фундамента на уровнях возникновения магматических очагов.

Металлогенетическая специализация орогенных магматических комплексов и их гранитоидных магм, наряду с ювенильными источниками, во мно-

гом определяется заимствованием металлов из исходных коровых образований. При этом увеличение роли коровых источников рудного вещества закономерно сочетается с сиалическими гранитами, формирующимися в плутоногенных условиях западной части складчатой системы, обладающей мощной "гранитной" корой. В направлении же к океану, с омоложением геологических процессов и структур, уменьшением мощности "гранитоидного" слоя и повышением основности гранитоидов, возрастает и роль мантийного источника рудного вещества. В целом рудообразующая роль гранитов сводится сначала к роли экстрагента и концентратора определенного комплекса рудных элементов, а затем в определенных и термодинамических условиях — генератора оруденения.

Структурная общность проявлений магматизма и оруденения, контролируемых зонами орогенических поднятий, — свидетельство их несомненной связи, которая с учетом эволюции геологических условий их возникновения имеет парагенетическую природу. То, что оловоносные граниты оказываются лишь в оловоносных областях, позволяет считать, что оловоносность, как и степень рудообразующей роли гранитов, в каждом конкретном районе определяется потенциальной, заведомо предопределенной, оловянной специализацией блока тектоносферы, в пределах и за счет которого формируются оловоносные комплексы гранитоидов, а следовательно, и соответствующие им рудные районы.

Оловоносность гранитоидов Сихотэ-Алиня обусловлена в основном геологическими условиями формирования рудоносных интрузивных комплексов, которые приобретают рудную специализацию частично за счет подкорового подтока к инфильтрации, но главным образом за счет ассимиляции рудного вещества из оловоносного субстрата. Удельная роль того или иного источника подчинена тенденции в эволюции геологической обстановки — рецессии фронта тектогенеза в направлении к океанической впадине. Она варьирует от преимущественно ассимиляционного для дейтероорогенной природы структур запада Сихотэ-Алиня до сочетания его с ювенильными и инфильтрационным источниками в протоорогенных условиях рудоносных структур приокеанической зоны.

С завершением орогенических процессов и формированием формаций субсквентного магматизма, потерей энергии тектогенеза и переходом складчатой системы сихотэалинид к режиму молодой платформы наступает этап неотектонических процессов деструкции складчатых сооружений (рифтогенез), сопровождающихся активизацией подкоровых областей и проявлением базальтоидного магматизма на обширном пространстве не только сихотэалинид, но и сопредельных областей. На этом этапе активная роль принадлежит мантийным источникам продуктивных компонентов, хотя имеет место ремобилизация рудного вещества и регенерация руд предыдущих этапов развития.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Антонов П.Н., Лаврик В.В. Влияние даек магматических пород на локализацию оловянного оруденения в месторождениях Приморья. — В кн.: Магматизм, метаморфизм и оруденение Дальнего Востока. Владивосток, 1973, с. 260—262.
2. Барсуков В.Л., Дмитриев Л.В. О верхней мантии Земли как возможном источнике рудного вещества. — Геохимия, 1972, № 12, с. 1515—1541.
3. Барсуков В.Л., Курильчикова Г.Е. О формах переноса олова гидротермальными растворами. — Геохимия, 1966, № 8, с. 943—948.
4. Барсуков В.Л., Рябчиков И.Д. Об источнике рудного вещества. — Геохимия, 1980, № 10, с. 1439—1449.
5. Говоров И.Н. Геохимия рудных рай-

- онов Приморья. М.: Наука, 1977. 250 с.
6. Ицксон М.И. Металлогеническая зональность Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Недра, 1979. 231 с.
  7. Кулиш Е.А., Воеводин В.Н., Юдин В.Т. Сравнительный анализ орогенных этапов развития и металлогении Среднего Тянь-Шаня и Дальнего Востока. — В кн.: Металлогения орогенных этапов развития Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1979, с. 142—144.
  8. Кулиш Е.А., Игнатьев А.Б., Боровиков В.П. и др. Вулкано-тектонические структуры Приамурья и их металлогенический анализ. — В кн.: Металлогения Приамурья. Владивосток, 1981, с. 3—10.
  9. Лугов С.Ф., Макеев Б.В., Потапова Т.М. Закономерности формирования оловорудных месторождений Северо-Востока. СССР. М.: Недра, 1972. 360 с.
  10. Ляхович В.В. Особенности содержания олова и бора в гранитоидах. — Геохимия, 1965, № 1, с. 25—31.
  11. Недашковский П.Г. Петрогеохимические типы и рудоносность гранитоидов Дальнего Востока. М.: Наука, 1980. 240 с.
  12. Овчинников Л.Н. Источники рудного вещества эндогенных месторождений и надежность критериев их установления. — В кн.: Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976, с. 100—120.
  13. Овчинников Л.Н., Масалович А.М. Экспериментальное исследование гидротермального рудообразования. М.: Наука, 1981. 212 с.
  14. Радкевич Е.А., Усенко С.Ф., Чеботарев М.В. Об отношении оловянной и золотой минерализации к главнейшим структурам юга Дальнего Востока. — Геология и геофизика, 1965, № 3, с. 25—38.
  15. Смирнов В.И. Об источниках вещества эндогенных месторождений полезных ископаемых. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 3, с. 13—47.
  16. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 280 с.
  17. Усенко С.Ф. Системы тыловых структур и проблема активизации. — Сов. геология, 1980, № 8, с. 13—27.
  18. Шипулин Ф.К. К вопросу о связи постагматического оруденения с интрузиями. — В кн.: Вопросы геологии Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1955, т. 2, с. 146—176.
  19. Шило Н.А., Сидоров А.А., Зильберманц А.В. Притихоокеанские вулканогенные пояса советской Азии и их металлогенические особенности. — Геология и геофизика, 1967, № 4, с. 3—11.
  20. Щеглов А.А. Флюоритовые месторождения и тектоника. Минеральное сырье. М.: Недра, 1972, с. 150—157.

УДК 553.435

*В.Д. Баранов*

### СТЕРЕОМЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ КОЛЧЕДАНОЙ РУДНОЙ ФОРМАЦИИ

Стереометаллогения — направление в металлогении, изучающее связи рудообразования с глубинным строением рудных узлов, количественные зависимости закономерностей оруденения от строения земной коры, мощностей и соотношения ее слоев, глубинности разломов и очагов магматизма и других геологических явлений и объектов, которые могут измеряться и учитываться при выявлении закономерностей размещения полезных ископаемых не только по латерали, но и по вертикали [12]. Это направление успешно развивается в ИМГРЭ под руководством Л.Н. Овчинникова.

Для колчеданосных металлогенических провинций характерна определенная цель стереометаллогенических связей. Зональному по вертикали и латерали комплексу геологических формаций, включая колчеданосные, соответствуют, с одной стороны, определенный глубинный разрез и структура земной коры, а с другой — зональный по вертикали и латерали комплекс рудных формаций, включающий колчеданное оруденение.

Состав и зональность колчеданного оруденения определяются составом и петрохимической зональностью вулканитов рудоносной формации, имеющей отчетливо выраженный латеральный и вертикальный уровни и узлы концентрации оруденения. Структура расположения последних также связана с глубинным строением земной коры и морфоструктурой современного рельефа.

### **Зональный ряд рудоносных геологических формаций, их геохимическая и металлогеническая характеристики**

Общие модели геологического развития колчеданного оруденения сформулированы В.И. Смирновым [18].

Медные, медно-цинковые, медно-свинцово-цинковые (полиметаллические), свинцово-цинковые, и существенно золото-серебряные месторождения колчеданной формации генетически и пространственно связаны с базальтоидным магматизмом, проявившимся в образовании геосинклинальных геологических формаций, упорядоченных по составу, времени и пространственному положению в земной коре.

В обобщенном зональном ряду колчеданосные формации расположены в следующей последовательности: 1) ультрабазитовая; 2) габброидная; 3) базальтовая и андезит-базальтовая; 4) липарит-базальтовая; 5) липарит-андезит-базальтовая; 6) андезитовая; 7) базальт-липаритовая и липаритовая; 8) терригенно-сланцевая и терригенно-карбонатная; 9) гранодиоритовая. Таким образом, этот ряд формаций характеризуется повышением общей кислотности и степени магматической дифференциации (фракционирования). Все формации указанного ряда четко разделяются на две группы, соответствующие двум этапам геосинклинального развития. К первой группе относятся первые пять из перечисленных (от ультрабазитовой до липарит-андезит-базальтовой), ко второй — с 6 по 9 (от андезитовой до гранодиоритовой). Колчеданосная терригенно-сланцевая формация встречается как в первой, так и во второй группе (наиболее распространена во второй).

Первая группа входит в офиолитовые пояса, или первичные эвгеосинклинали, а вторая — во вторичные эвгеосинклинали [19]. И первичные офиолитовые пояса, и вторичные эвгеосинклинальные колчеданосные зоны характеризуются как полным, так и неполным набором рудоносных формаций. Примером колчеданосных провинций с полным набором колчеданосных формаций первой группы является Урал, а второй — Рудный Алтай. Примером неполного или ограниченного набора рудоносных формаций офиолитовых поясов является Кипрская колчеданная провинция, а вторичных колчеданных провинций — Малокавказская провинция андезитового типа.

Установлено, что глубинное строение земной коры, тип и состав рудоносных формаций, геохимическая характеристика руд, пространственное их распределение и запасы металлов в них и даже морфоструктура современного рельефа и распределение оруденения по гипсометрии — взаимосвязанные величины [12] (рис. 1).

Общая эволюция колчеданного оруденения от этапа к этапу определяется тем, что соотношение запасов и средних содержаний металлов в рудах провинций и их крупных блоках меняется в рамках изменения соотношения средних содержаний этих металлов в главных типах изверженных пород земной коры. Увеличению мощности гранитно-метаморфического слоя (росту степени гранитизации земной коры) соответствуют изменения состава ведущих колчеданосных формаций от более основного к более

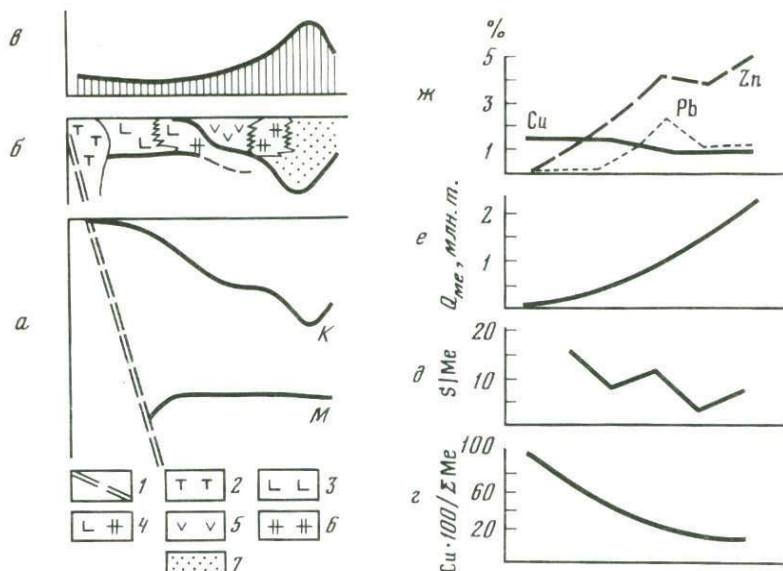


Рис. 1. Зональный ряд колчеданных геологических формаций и характеристика связанного с ними колчеданного оруденения

*а* — глубинное строение; *К* — поверхность Конрада, *М* — поверхности Мохоровичича; *б* — схема пространственного взаимоотношения рудоносных формаций; *в* — принципиальный профиль рельефа; *г* — доля меди в суммарных запасах *Cu*, *Zn* и *Pb*; *д* — соотношение сера/металл; *е* — средние запасы металла (медь + цинк + свинец); *ж* — средние содержания металлов

1 — краевой глубинный разлом; 2–7 — рудовмещающие формации: 2 — ультрабазиты; 3 — слабо дифференцированная базальтовая, 4 — липарит-базальтовая (липарит-андезит-базальтовая), 5 — андезитовая, 6 — липаритовая, 7 — терригенно-сланцевая (аспидная), терригенно-карбонатная

кислоту, повышение их общей щелочности и отношения калия к натрию. Соответственно в рудах и первичных геохимических ореолах падает доля меди в сумме меди, цинки и свинца и увеличивается доля свинца, падает отношение серы к сумме металлов. При этом относительная концентрация элементов-примесей изменяется в соответствии с региональным зональным рядом элементов колчеданного оруденения, который, в частности, выражен в закономерном уменьшении величин отношения средних содержаний и средних запасов металлов в колчеданных рудах Урала и Рудного Алтая (Урал к Алтаю): *Co*, *Te*, *Вi*, *Mo*, *S*, *As*, *Se*, *Cu*, *Ce*, *In*, *Au*, *Cd*, *Tl*, *Zn*, *Ga*, *Ag*, *Pb*.

В зональном ряду рудоносных вулканогенных формаций закономерно увеличиваются показатели удельной рудоносности и растет доля рассеянной рудной концентрации.

Каждая колчеданоносная формация характеризуется такими устойчивыми металлогеническими показателями, как удельная рудоносность, предельные и средние запасы металлов рудного поля или месторождения, структура (гистограмма) распределения запасов металлов в зональном

ряду типов руд по степени медистости  $\frac{Cu \cdot 100}{Cu + Zn + Pb}$ , соотношение запасов рассеянного (непромышленного) и концентрированного (промышленного) оруденения, структура распределения запасов металлов по масштабам концентрации в пределах одного рудного поля или месторождения [3, 13].

Металлогеническая зональность колчеданной провинции определяется упорядоченным расположением по латерали рудоносных формаций и также изменением состава и строения каждой рудоносной формации.

Для офиолитовых поясов характерна чаще гомодромная и реже антидромная последовательность образования формаций с неизменным порядочным их расположением по латерали в направлении от краевых глубинных разломов — более основные сменяются кислыми, менее дифференцированные — более дифференцированными. Для вторичных (андезитовых и липаритовых) эвгеосинклиналей более характерна антидромная эволюция вулканизма, но латеральная зональность принципиально остается такой же, как и у офиолитовых поясов (первичных эвгеосинклиналей).

Каждая колчеданосная формация характеризуется отчетливой петрохимической зональностью вулканитов, соответствующей общей формационной, геохимической и латеральной зональности провинции. Наиболее отчетливо она выражена отношением содержания калия к натрию, которое растет с удалением от главного краевого глубинного разлома провинции.

В соответствии с петрохимической зональностью находится рудная геохимическая зональность всей провинции и отдельной формации. Эта зональность проявляется прежде всего в уменьшении степени медистости и увеличении доли цинка, а затем доли свинца в суммарных содержаниях и запасах меди, свинца и цинка в рудах и первичных ореолах, в увеличении в них соотношения металл — сера, в изменении содержания элементов-примесей в рудах также в соответствии с общим зональным рядом элементов колчеданной формации в направлении уменьшения степени медистости оруденения от 100 до 0: Co, Mo, As, Bi, Se, Te, Ge, In, Au, Ga, Cd, Tl, Ag, Sb, Hg.

Практическое значение имеют колчеданосные формации III—VIII типа. Типичные представители базальтовой или андезито-базальтовой формации известны на о-ве Кипр (формация Тродос), в Турции (рудное поле Эргани-Маден), а также на Урале — так называемые слабодифференцированные формации, образованные на коре океанического типа [4].

Наиболее крупные из известных месторождений этой формации с суммарными запасами металлов не более 1 млн. т имеют степень медистости — 61—70 (главный геохимический уровень рудоносности формации).

Липарит-базальтовая и липарит-андезит-базальтовая колчеданосные формации имеют важное промышленное значение. Наиболее крупные колчеданные месторождения этой группы (с суммарными запасами металла около 6 млн. т.) имеют медно-цинковый состав со степенью медистости от 15 до 45. Этот состав имеют месторождения с 60% запасов металлов всей рудоносной формации. 95% запасов металлов ее имеет степень медистости в пределах 75—15. Иначе говоря, для формаций этого типа не характерны крупные промышленные запасы как существенно медных, так и существенно цинковых руд.

Рассматриваемая группа входит в комплекс формаций, образующихся на коре океанического или переходного типа на островодужной или рифтовой стадии развития геосинклинальной зоны.

Как правило, в основании ее находится нерудоносная формация недифференцированного типа (спиллиты, диабазы) и перекрывается формациями осадочных или вулканогенных пород (андезито-базальтовая или андезитовая формации). Весь перечисленный комплекс ассоциирует с интрузивными породами основного и плагиогранитного состава [4].

В таких провинциях, как Норвежская, Тувинская, Аппалачская и Северо-Кавказская, а также в Канаде (Манитоба), в некоторых районах Цент-

рального Казахстана эти формации имеют главное промышленное значение как источник колчеданных руд. К этому же геолого-формационному типу относятся, по-видимому, некоторые наиболее крупные месторождения, залегающие в эвгеосинклинальных отложениях средне-позднепалеозойской, юрско—меловой металлогенических эпох Японии.

Существенно андезитовые колчеданоносные формации имеют промышленное значение только в том случае, если они являются главными рудоносными формациями провинций и ассоциируют с существенно терригенными формациями. В нашей стране эта группа формаций развита в колчеданоносных зонах Малого Кавказа. Рудные районы этого типа распространены в Каргайско-Балканской металлогенической провинции. Характерной чертой рассматриваемой группы месторождений является контрастная дифференциация оруденения по степени медистости. Крупные месторождения имеют либо существенно медноколчеданный (степень медистости — 90—100), либо существенно свинцово-цинковый (степень медистости 10—0) состав. Свинцово-цинковые месторождения группы отличаются высокими содержаниями свинца (среднее 4%) и цинка (7%). Высокая сернистость (S:Me до 25) характерна только для медноколчеданных месторождений, у всех остальных сернистость не высока (S:Me до 2,4—3,4). Если для всех предыдущих геолого-формационных групп месторождений очевиден доорогенный, даже раннегеосинклинальный возраст оруденения, то для андезитовой и липаритовой формаций возможен и позднегеосинклинальный и даже раннеорогенный возраст вулканизма и оруденения.

Возможно, что колчеданно-полиметаллическое, а также золото-серебряное оруденения в гранодиоритах являются результатом дальнейшего металлогенического развития (или регенерации) оруденения, связанного с образованием андезитовой формации.

Группа месторождений, приуроченных к существенно липаритовой (базальт-липаритовой или андезит-дацит-липаритовой) группе формации, отличается наиболее крупными запасами металлов.

Типичным представителем рассматриваемой группы являются большинство месторождений Рудного Алтая. К этой же группе следует отнести месторождения Салаира, района Хандизы (Узбекистан), Енисейского кряжа, Бурятии, неогеновые месторождения Куроко (Япония), значительную часть месторождений Северо-Западного Квебека и группы Болиден (Швеция). К этому же типу относятся колчеданные месторождения Иберийского пояса Испании и Португалии.

Для вулканитов липаритовой формации характерен контрастный зональный петрохимический состав. Они меняются от существенно натриевых до существенно калиевых, и для них еще более, чем для вулканитов андезитовой формации, характерна контрастная дифференциация оруденения по степени медистости. Известны крупные запасы металлов в месторождениях, имеющих степень медистости руд: 50—60, 30—40, 90—100.

Липаритовая формация обычно ассоциирует с комплексом изверженных пород габбро-гранодиоритовой формации. Для всех типов руд этой группы характерно повышенное содержание свинца и наиболее контрастные показатели отношения сера — металл.

Руды колчеданных месторождений, залегающие в терригенных и терригенно-карбонатных геосинклинальных формациях, имеют такой же контрастный состав, как и руды в пределах андезитовой или липаритовой формаций. Можно полагать, что колчеданные месторождения в терригенных формациях имеют существенное практическое значение только во вторичных геосинклинальных прогибах. Примерами месторождений этого геолого-формационного типа являются месторождения Холланд (Квебек),

Матаамбре (Куба), Карчигинское, Вавилонское (Рудный Алтай), Филличай и Кизилдере (Кавказ), Раммельсберг и Мегген (ФРГ) и др.

Существенного отличия в общих геохимических особенностях рассматриваемые месторождения от своих аналогов, залегающих в вулканогенных формациях андезитового и липаритового типа, не имеют.

### **Взаимоотношения колчеданной формации с другими рудными формациями (региональная металлогеническая зональность)**

Приуроченность колчеданных провинций к эвгеосинклинальным зонам обуславливает их краевое положение в крупных тектонических блоках на границах континентов (или палеоконтинентов).

На примере Урало-Казахстано-Тяньшаньской области, по материалам Ш.Е. Есенова, А.К. Каюпова и др. [7], взаимоотношение рудных формаций и их зональность в направлении от краевой части Казахстанской континентальной плиты к центру выглядит следующим образом. Хромитовые, платиновые, титаномагнетитовые, кобальт-медно-никелевые, пирротин-пентландит-халькопиритовые месторождения, связанные с ультрабазитовым и основным эвгеосинклинальным магматизмом краевых зон разломов, сменяются по латерали медноколчеданными, медно-цинковоколчеданными и колчеданно-полиметаллическими месторождениями, приуроченными к эвгеосинклинальным зонам развития липарит-базальтовой и далее андезитовой и существенно липаритовой рудовмещающим формациям.

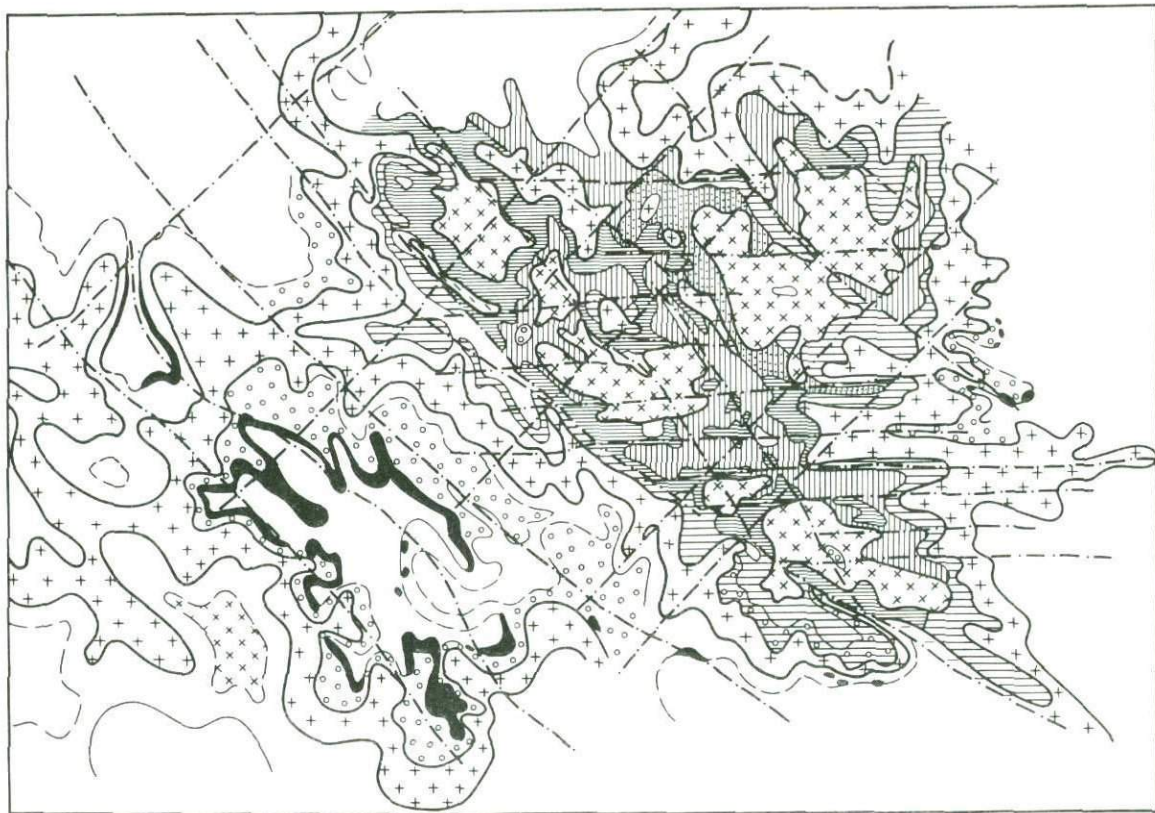
В тектонических блоках с развитием липарит-базальтовой и существенно андезитовой формаций медноколчеданное и колчеданно-полиметаллическое оруденения пространственно совмещаются с некоторыми месторождениями медно-порфировой формации (Бошекуль, Северный Казахстан). Близки по геотектоническому положению и генезису к месторождениям колчеданной формации железо-марганцевые и медно-цеолитовые месторождения; последние несомненно сингенетичны вулканогенноосадочным формациям и, по-видимому, являются более ранними, чем колчеданные по времени образования, и более удалены от краевых глубинных разломов.

Главные медно-порфиновые месторождения расположены в области развития андезитового вулканизма на переходе от эвгеосинклинальных трогов к геоантиклинальным поднятиям и срединным массивам в направлении от краевой части плиты к центру. Медно-порфировому оруденению предшествует только существенно медноколчеданное оруденение, приуроченное либо к зонам развития существенно липарит-базальтового, либо андезитового эвгеосинклинального вулканизма.

По зональности медно-порфировое оруденение в принципе аналогично колчеданному и составляет то или иное звено общей халькофильной зональности в эвгеосинклинальной зоне — только существенно медные, а в переходной зоне к срединным массивам — медно-молибденовые с фронтальной ассоциацией с золото-свинцово-цинковым оруденением.

От периферии к центру континентального блока колчеданное оруденение через медно-порфировое (или без него) сменяется полиметаллическим и свинцово-цинковым и баритово-цинково-свинцовым различных формаций от скарновой и жильной до стратиформной. Наконец, в самой внутренней части, в наибольшем удалении от краевых эвгеосинклинальных швов проявлены сурьмяное и ртутное оруденение и медистые песчаники (сурьмяное и ртутное на Малом Кавказе, медистые песчаники в Центральном Казахстане).

Рифтогенные (внутриконтинентальные) прогибы в Центральном Казах-



стане миогеосинклинального или парагеосинклинального типа и амагматогенные зоны с вулканогенно-терригенно-карбонатными и карбонатными формациями вмещают существенно свинцово-цинковые и железо-марганцевые стратиформные месторождения. Отмечается возрастное скольжение развития типов металлогенических зон и месторождений сидерофильных и халькофильных элементов от периферии к центру. В орогенный этап в Центральном Казахстане в зонах, примыкающих к колчеданосным поясам, образуются либо медно-порфировые, либо свинцово-цинковые скарновые месторождения, а ближе к центральной части — в межгорных прогибах — медистые песчаники.

На рис. 2 и 3 показаны основные черты металлогенической зональности Юго-Западного Алтая, выявленные при обобщении всего имеющегося материала специализированных геохимических съемок различного масштаба, представлено пространственное структурное взаимоотношение различных металлогенических зон в определенном порядке по латерали и по вертикали.

Результаты металлогенического анализа территории Юго-Западного Алтая и сопредельных областей позволяют считать следующее.

1. Латеральная металлогеническая зональность проявлена на фоне вертикальной металлогенической зональности со структурными центрами: в ядре положительной структуры находится никель-кобальт-хромовое оруденение, а в ядре отрицательной структуры — свинцово-цинковое и золото-полиметаллическое.

2. Вертикальная кулисная последовательность металлогенических зон, вероятно, отражает последовательность магматической и металлогенической эволюции в том или ином блоке земной коры, при ее преобразовании от океанического типа к континентальному. Эта эволюция однонаправлена, но протекает с различной скоростью, в различные временные интервалы и выражается в общем в ритмично проявленной смене базальтового (основного) магматизма кислым (гранитным или липаритовым), и так по меньшей мере в два ритма. Естественно, что в различных тектонических блоках эта эволюция протекает с различной скоростью, качественно различна, что и создает латеральные (фациальные) элементы зональности каждой металлогенической зоны.

3. Асимметрия латеральной зональности, очевидно, связана с возрастным скольжением проявления однотипного магматизма в направлении с северо-востока на юго-запад и соответственным наращиванием и кратонизацией земной коры. С тыловой части зоны колчеданно-полиметаллического оруденения Алтая в Калба-Нарымском районе имеют место грейзено-оловянное, грейзено-оловянно-вольфрамовое и пегматито-редкометальное оруденения. С фронтальной стороны в Горном Алтае развиты грейзено-молибден-вольфрамовое, скарново-грейзено-редкометально-молибдено-вольфрамовое и альбитито-редкоэлементное оруденения. Таким образом, альбитито-редкоэлементное оруденение размещается, очевидно, только во фронтальной зоне колчеданного пояса.

**Рис. 2. Структура геолого-геохимической зональности территории Юго-Западного Алтая и прилегающих районов**

1-5 — колчеданно-полиметаллическая зона с подзонами: 1 — развития габбро-гранодиорит-гранитной формации с редко распространенным свинцово-цинковым и золото-серебряным оруденением, 2-5 — связанными с базальт-липаритовой и андезитовой формациями, 2 — свинцово-цинковая и свинцовая, 3 — свинцово-цинково-железорудная, 4 — комплексная медно-свинцовоцинковая, 5 — медная, медноколчеданная; 6 — гранитно-редкометальная; 7 — золоторудная; 8 — медно-кобальт-никель-хромовая; 9 — разломы

4. Весьма интересно полное соответствие структуры зональности (конформность) различных металлогенических зон. В частности, имеется соответствие асимметрии зональности редкометальной и медно-полиметаллической зон Алтая в соответствии с изменением петрографо-геохимического состава гранитоидов и липаритов соответствующих рудоносных формаций.

Можно предположить, что первичная общая металлогеническая зональность крупных блоков земной коры связана с закономерной последовательностью во времени и пространстве образования вулканогенно-осадочных и осадочных формаций. Дальнейшая эволюция магматизма и металлогении каждой из зон связана с различной степенью перераспределения и регенерации вещества при последующих интрузивно-магматических и метаморфических процессах.

В крупных блоках земной коры полициклического геосинклинального и орогенного развития других провинций пространственное и временное соотношение колчеданной формации другими формациями остается принципиально тем же, что в рассмотренных выше областях.

Наконец, отметим, что общий зональный ряд рудных формаций сидерофильных и халькофильных элементов и, по-видимому, редкометальных в элементном выражении, очевидно, аналогичны зональному ряду элементов колчеданной формации рудного района, или отдельного месторождения. Это свидетельствует о принципиальной однотипности дифференциации металлов в процессе глубинной дифференциации при образовании зональной земной коры рудных провинций, рудных районов и месторождений сидерофильного и халькофильного типа [10, 11].

#### **О связи петрохимической и рудногеохимической зональности базальт-липаритовой формации Рудного Алтая**

О связи с петрохимическими особенностями вулканитов рудовмещающей формации состава руд в колчеданно-полиметаллических месторождениях Рудного Алтая имеются работы различных авторов [1, 12, 14, 20, 8].

Полученные нами [1, 14] статистические данные указывают на отчетливую корреляцию средних содержаний калия и натрия в липаритах рудовмещающей формации и средних содержаний свинца, цинка и меди в рудах и первичных ореолах рудных районов и полей. М.С. Козловым и др. [8] проведена большая работа по изучению петрохимической неоднородности базальт-липаритовой формации девона Южного Алтая и на этом основании сделан вывод о конформности тренда почти всех элементов, содержащихся в липаритах складчато-блоковой структуры Южного Алтая, о метаморфогенной природе геохимической связи петрогенных ( $K_2O$ ,  $Na_2O$ ,  $MgO$ ) и рудных ( $Cu$ ,  $Zn$ ,  $Pb...$ ) компонентов Рудного Алтая.

Нами с Т.П. Степановой статистически обработано более 1500 петрохимических анализов липаритовых порфиров Рудного Алтая по 35 участкам с площадью 20–60 км<sup>2</sup> каждый, т.е. примерно в размере площади рудного узла или поля. Все порфиры были сгруппированы по степени их вторичного изменения с учетом данных по их химическому составу. В первую выборку были включены анализы, где  $CaO \leq 3\%$ , во вторую выборку включены все анализы, где  $SiO_2 \leq 78\%$ ,  $MgO \leq 2\%$ ,  $CaO \leq 3\%$ , в третью – мы включили данные с дополнительными условиями:  $1,5Na_2O + K_2O > 6\%$  и п.п.п. +  $P_2O_5 + H_2O \leq 5\%$ .

Как показали результаты статистической обработки этих данных на ЭВМ (табл. 1), наиболее отчетливая закономерность изменения петрохимического состава порфиров проявлена в отношении  $K_2O/Na_2O$ , вели-

Рис. 3. Колонка металлогенической зональности Юго-Западного Алтая (снизу-вверх — с юго-запада на северо-восток)

1-5 формации: 1 — терригенная и терригенно-карбонатная; 2 — габбро-гранодиоритовая; 3 — андезитовая, андезитово-базальтовая; 4 — базальт-липаритовая (дацит-липаритовая), 5 — габбро-диабазовая; 6 — поля редкометалльных грейзенов и перматитов; 7 — гранитная формация; 8 — золото-сурьмяно-мышьяковая зона оруденения; 9 — базальтовые формации (офиолитовая серия); 10 — габбро; 11 — ультрабазиты; 12 — гранитно-метаморфический слой; 13 — месторождения, рудопроявления

чина которого зонально меняется с юго-запада на северо-восток от 0,2 до 4,0 и более.

Среднее отношение этих компонентов для всей совокупности формации близко к кларковому для липаритов земной коры и равно 1,1-1,2. В трех выделенных группах по степени предполагаемого гидротермального изменения липаритов раница величин  $K_2O/Na_2O$  отношения в большинстве случаев не существенна. Однако проявлена тенденция повышения калиево-натриевого отношения в гидротермально-измененных липаритах, что хорошо согласуется с данными о пространственной связи рудоносных колчеданных зон с зонами распространения калиевых метасоматитов. Структура петрохимической зональности липаритов позволила уточнить контуры границ всей базальт-липаритовой формации. Последняя образует единое тело длиной более 500 км и шириной от 10-20 км на концах (выклинках по простираению) и до 70-80 км в центральной (средней) части, где наиболее ярко отмечаются дуговые (кольцевые) магмо- и рудовыводящие глубинные разломы [3]. Именно в этой части Алтая, очевидно, имеет место наибольший диапазон изменения  $K_2O/Na_2O$  отношения и наибольшее распространение липаритов субвулканической фации (рис. 3).

Средняя (осевая) линия тела формации характеризуется близким к кларковому значению соотношения щелочей  $K_2O/Na_2O = 0,7-1,2$ . Эта зона ограничивает области преимущественного распространения оловянной (с юго-запада) и молибденовой (с северо-востока) минерализационной смеси в колчеданно-полиметаллическом оруденении. Можно предположить, что срединная (осевая) зона распространения липаритовой формации на определенном этапе представляла собой зону растяжения земной коры [16].

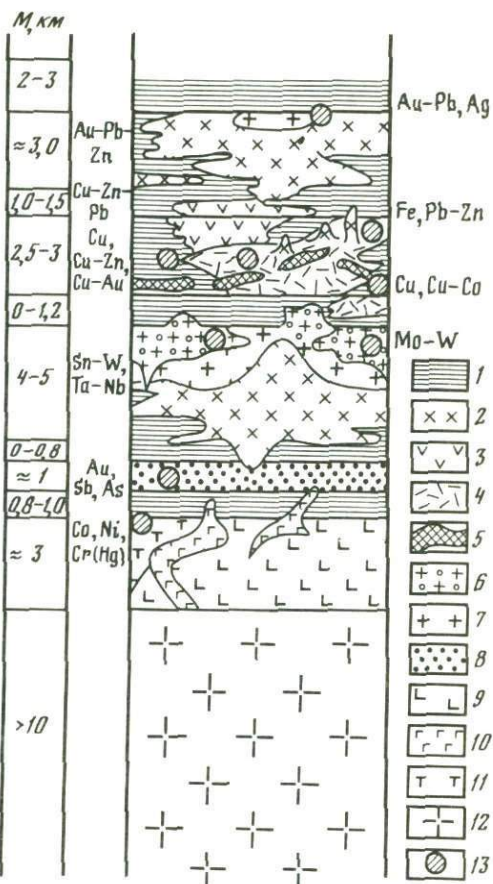


Таблица 1

Содержание  $K_2O$  и  $Na_2O$  в липаритах рудовмещающей базальт-липаритовой формации Рудного Алтая (по основным районам и рудным узлам)

№ п/п	Номер на рисунке	Районы и рудные узлы	Номер выборки	Количество анализов	$Na_2O$	
					среднее значение	дисперсия
1	2	3	4	5	6	7
1	1	Рубцовский	1*	32	3,5700	1,4374
			2*	26	3,3088	1,1123
			3*	17	3,65	1,02
2	2	Таловский	1	19	2,0158	3,8360
			2	10	2,7640	3,9496
			3	9	3,035	
3	3	Первомайский	1	12	2,6025	2,1878
			2	6	3,2617	1,6959
			3	6	3,26	
4	5	Сургутановский	1	27	2,5837	3,1089
			2	13	3,6454	1,6901
			3	11	3,63	0,75
5	6	Локоть-Ремовский	1	11	3,7791	0,4499
			2	7	3,9857	0,5026
			3	5	4,14	0,61
6	7	Змеиногорский	1	42	3,0843	1,1751
			2	41	3,1337	1,0995
			3	25	3,35	0,64
7	8	Садовушинский	1	45	3,2493	2,7770
			2	34	3,4041	3,1800
			3	15	3,79	1,55
8	9	Снегирихинский	1	30	4,1440	2,4977
			2	25	4,1652	2,6901
			3	18	4,53	3,25
9	10	Коргонский	1	21	2,7609	1,9311
			2	17	2,8482	1,9227
			3	15	3,09	1,70
10	11	Южно-Коргонский	1	31	2,3190	3,1932
			2	29	2,3893	3,2539
			3	24	2,45	3,06
11	12	Сакмарихинский	1	75	2,9396	3,3545
			2	65	2,8271	2,9397
			3	49	2,83	2,90
12	13	Николаевско-Сугатовский	1	57	2,6525	3,7866
			2	16	3,2862	3,7778
			3	7	3,14	4,58
13	14	Орловско-Опенышевский	1	12	2,9538	2,7985
			2	8	3,3612	2,6000
			3	5	3,71	4,19
14	15	Верхубинский	1	62	4,2424	2,0127
			2	52	4,2992	1,9990
			3	21	4,35	1,59
15	16	Иртышско-Белоусовский	1	16	3,1256	3,6689
			2	8	3,4287	3,1269

$Na_2O$		$K_2O$			$K_2O/Na_2O$	Состав оруденения (Pb+Zn)/2Cu
стандартное отклонение	среднее значение	дисперсия	стандартное отклонение			
8	9	10	11	12	13	
	1,1989	2,7669	1,8413	1,3569	0,78	
	1,0547	2,9819	1,8096	1,3452	0,81	
	1,01	2,09	2,64	1,03	0,72	1,5
	1,9586	3,7795	2,3417	1,5303	1,87	
	1,9874	3,5350	1,7552	1,3248	1,28	
		3,24			1,07	4,0
	1,4791	2,6633	1,6929	1,3011	1,02	
	1,3022	2,7377	2,3990	1,5489	0,84	
		2,73			0,84	
	1,7632	2,4270	1,2395	1,1133	0,94	
	1,3000	2,7700	1,9087	1,3816	0,76	
	0,85	3,02	1,56	1,25	0,83	4,0
	0,6708	1,9091	0,5350	0,7314	0,50	
	0,7090	1,8057	0,6671	0,8168	0,45	
	0,78	1,67	0,81	0,90	0,40	
	1,0840	3,7207	1,6199	1,2728	1,21	
	1,0486	3,7419	1,6410	1,2810	1,19	
	0,80	3,6	1,86	1,36	1,07	5,0-6,6
	1,6664	3,7949	4,9518	2,2253	1,17	
	1,7833	3,8791	5,6800	2,3833	1,14	
	1,24	3,99	3,02	1,73	1,05	
	1,5804	2,8850	3,1263	1,7710	0,70	
	1,6402	3,0760	3,0878	1,7572	0,73	
	1,80	2,62	2,33	1,52	0,58	0,7
	1,3896	4,7209	7,1709	2,6779	1,71	
	1,3866	5,3200	6,4432	2,5383	1,87	
	1,30	4,99	6,18	2,48	1,61	
	1,7869	6,0858	8,7809	2,9646	2,62	
	1,8039	6,2683	8,7214	2,9532	2,62	
	1,75	6,01	8,44	2,90	2,45	
	1,8315	4,3116	8,7190	2,8528	1,47	
	1,7146	4,6400	8,3640	2,8921	1,64	
	1,70	4,96	8,98	2,99	1,75	
	1,9459	1,9544	2,0619	1,4359	0,74	
	1,9437	2,6944	4,6803	2,1634	0,82	
	2,14	3,12	8,93	2,99	0,99	0,8
	1,6729	3,0525	7,2082	2,6848	1,03	
	1,6125	3,0462	8,0531	2,8378	0,91	
	2,05	3,60	12,1	3,48	0,97	
	1,4187	2,2024	2,4423	1,5628	0,52	
	1,4139	2,3192	2,5660	1,6016	0,54	
	1,25	2,53	2,48	1,57	0,58	0,8
	1,9154	1,9656	1,8545	1,3618	0,63	
	1,7683	2,4375	1,0331	1,0359	0,71	1,2-2,1

\* Все анализы.

\*\* Анализы, отвечающие условиям:  $SiO_2 \leq 78\%$ ,  $MgO \leq 2\%$ ,  $CaO \leq 3\%$ .\*\*\* Анализы, отвечающие условиям:  $SiO_2 \leq 78\%$ ,  $MgO \leq 2\%$ ,  $CaO \leq 3\%$ ,  $1,5Na_2O + K_2O \leq 6\%$ , п.п.п. +  $P_2O_5 + H_2O \leq 5\%$ .

Таблица 1 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	
16	18	Кедровско-Бута- чихинский	1	35	2,5300	2,5988	1,6121	3,8060	3,6721	1,9163	1,50		
			2	26	2,9596	2,3788	1,5423	3,9785	3,8424	1,9602	1,34		
			3	22	3,07	2,27	1,50	4,06	4,42	2,10	1,32	6,7	
17	19	Лениногорский	1	40	1,9680	2,0797	1,4421	2,8930	2,5173	1,5866	1,47		
			2	10	2,3680	1,6630	1,2896	3,3850	4,6641	2,1596	1,43		
			3	5	3,10	1,57	1,26	3,76	7,48	2,73	1,21	3,6	
18	20	Успенско-Каре- линский	1	45	3,8351	2,4933	1,5790	2,0596	3,0616	1,7497	0,54		
			2	31	4,2610	2,4331	1,5598	2,1774	3,7724	1,9423	0,51		
			3	25	4,22	2,83	1,68	2,35	4,36	2,09	0,59	1,2	
19	21	Старковский	1	39	4,0523	2,2776	1,5092	3,0682	3,5766	1,8912	0,76		
			2	32	4,2337	1,9372	1,3918	3,1587	3,6126	1,9007	0,75		
			3	28	4,35	1,68	1,29	2,98	3,27	1,80	0,68	12,5	
20	22	Стрежанский	1	61	4,1046	4,5688	2,1375	2,1810	2,8401	1,6853	0,53		
			2	43	4,7046	3,3310	1,8251	2,1526	2,8450	1,6867	0,46		
			3	30	4,70	2,65	1,63	2,16	2,72	1,65	0,46	1,7	
21	23	Гусляковский	1	24	3,3046	4,4664	2,1134	4,4754	7,0259	2,6507	1,35		
			2	21	3,3024	4,6458	2,1554	4,5782	7,5684	2,7511	1,39		
			3	18	3,33	4,26	2,06	4,35	5,14	2,37	1,31	12	
22	24	Выше-Иванов- ский	1	10	1,6890	2,4648	1,5700	8,0410	23,8137	4,8799	4,76		
			2	9	1,5567	2,5759	1,6050	8,5744	23,5891	4,8569	5,51		
			3	3	3,67			2,48			0,68	-	
23	25	Черноубинский	1	38	1,6310	4,3441	2,0843	7,6750	14,1917	3,7672	4,70		
			2	34	1,4897	4,0989	2,0246	7,8321	12,3605	3,5158	5,26		
			3	13	2,18			6,50			2,98	-	
24	26	Тегерекский	1	35	1,9303	3,2786	1,8107	5,9117	6,4813	2,5458	3,06		
			2	26	1,9465	3,5171	1,8754	6,2019	7,2282	2,6885	3,19		
			3	13	1,72			6,51			3,78	-	
25	30	Зырянковский	1	61	2,1674	2,7885	1,6699	3,7288	5,9051	2,4301	1,72		
			2	29	2,5179	2,9226	1,7095	4,1710	8,4528	2,9074	1,66		
			3	18	2,93			3,98			1,36	7,8	
26	31	Богатыревский	1	39	2,1144	1,8877	1,3759	3,4169	1,4491	1,2038	1,62		
			2	22	2,5081	1,5868	1,2597	3,4554	1,0081	1,0431	1,38		
			3	20	2,75	1,46	1,21	3,50	2,07	1,44	1,27	12,0	
27	32	Греховский	1	11	1,2045	1,9335	1,3905	3,4136	4,1247	2,0334	2,83	5,0	
			2	46	2,5639	2,4796	1,5747	5,1467	4,0631	2,0162	2,01		
			3	37	2,9773	1,9673	1,3665	4,9735	4,5695	2,1376	1,67		
28	33	Маркакольский	1	34	3,10	1,77	1,32	4,77	4,44	2,11	1,53	12,0	
			2	37	2,9773	1,9673	1,3583	1,1311	0,5416	0,7361	0,30		
			3	34	3,10	1,77	1,2389	1,4314	0,7982	0,8934	0,34		
29	34	Теректинский	1	18	3,7867	1,8449	1,18	1,02	0,62	0,79	0,23	-	
			2	7	4,1714	1,5349	1,1968	2,6061	1,7266	1,3140	0,68		
			3	6	4,38	1,40	1,4296	2,9075	1,9005	1,3786	0,78		
30	35	Золотушинский	1	13	3,8077	1,4322							
			2	8	3,7262	2,0438						0,87	1,4-4,6
			3	4	3,82							1,14	4,5
Для формации в целом			1		2,97								
			3		3,48								
							3,68				1,06		

Металлогеническая зональность отчетливо следует за петрохимической зональностью. Все медноколчеданные и медно-цинковоколчеданные месторождения тяготеют к полосе, характеризующейся  $K_2O/Na_2O$  в липаритах меньше 0,7. Полиметаллические, свинцовые и, тем более, золото-серебряные и, наконец, железорудные рудопоявления развиты в зоне, где калий-натровые отношения в липаритах превышают величину 0,7 и достигают 4 и более.

Можно говорить о латеральном, направленном с юго-запада на северо-восток градиенте  $K/Na$  отношения в липаритах  $\text{grad } \lg K/Na = 2,5 \cdot 10^{-5}$  и соответствующих отношениях средних содержаний в первичных ореолах и рудах месторождений  $\text{grad } \lg \frac{Pb + Zn}{2Cu} = 2,3 \cdot 10^{-4} - 2,3 \cdot 10^{-5}$  (в расчете на 1 м).

К средней части этой зоны с околосларковым значением этих соотноше-

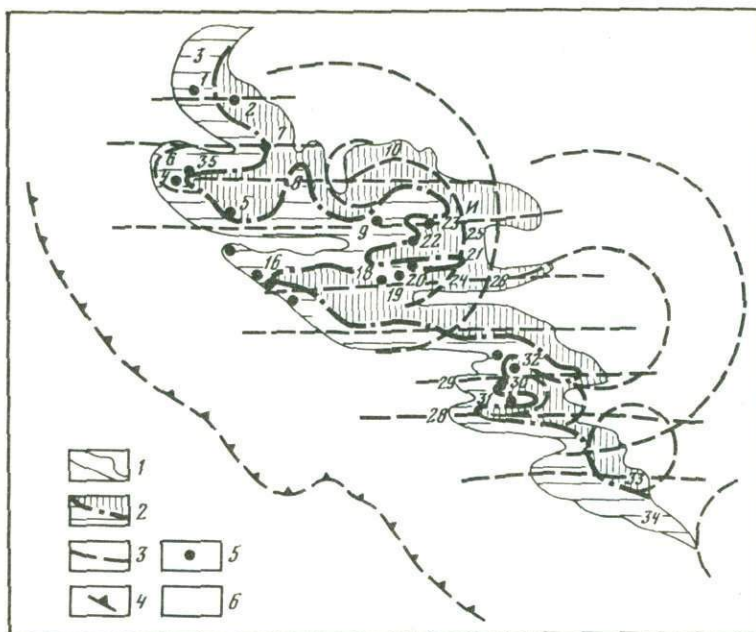


Рис. 4. Петрохимическая зональность базальто-липаритовой формации Рудного Алтая (составили В. Д. Баранов и Т. П. Степанова).

1—2 — границы формации (палеорекострукция); 2 — зоны с  $K_2O/Na_2O$ : а — 0,02—0,7, б — > 0,7; 3 — кольцевые и трансформные разломы; 4 — положение зоны Бенюфа в девоне; 5 — колчеданно-полиметаллические месторождения; 6 — номера участков с петрохимической характеристикой липаритов (табл. 1)

ний и с повышенным значением их градиента тяготеют наиболее крупные колчеданно-полиметаллические месторождения и комплексные первичные геохимические аномалии (рис. 4). Таким образом, выделяется региональный латеральный рудоносный уровень Рудного Алтая.

Изолинии соотношения  $K_2O/Na_2O$  в липаритах не полностью совпадают с изолиниями коэффициента рудно-геохимической зональности. В связи с этим на пересечении уровней близкларковых отношений тех и других отмечаются наиболее интенсивные геохимические аномалии и крупные рудные концентрации.

Региональная структура изолиний  $K_2O/Na_2O$  отношений в липаритах и гранитоидах с поправкой на глубинное строение (на мощность гранитно-метаморфического слоя) в общих чертах отражается в морфоструктуре рельефа. Участкам с относительно высоким содержанием калия в магматах и повышенной мощности гранитно-метаморфического слоя соответствуют относительно высокие гипсометрические отметки современного рельефа. В связи с этим приуроченность повышенных рудных концентраций к определенному латеральному уровню формации выражается также концентрацией оруденения в зонах с определенными характеристиками глубинного разреза и гипсометрическими отметками рельефа. В деталях структуры геохимической зональности, конечно, сложнее, во многом она определяется сетью глубинных кольцевых и линейных глубинных разломов, ритмично, через определенный шаг, проявленных в земной коре [12].

Региональные гидротермальные изменения липаритов — альбитизация — серицитизация — калишпатизация и др. находятся в прямой зависимости от первичного петрохимического состава липаритов.

Сравнительный анализ районов и участков по петрохимическим особенностям липаритовых порфиров (табл. 1) показывает, что состав и структура регионального гидротермального изменения являются унаследованными от структуры магматической дифференциации с увеличением ее контрастности. В относительно удаленных друг от друга районах устанавливается различие их не только по  $K_2O$ ,  $Na_2O$ , но и по  $CaO$ ,  $MgO$  и  $Al_2O_3$  с тенденцией изменения содержания этих компонентов относительно  $SiO_2$ .

Зональность по петрохимическим характеристикам весьма сходна с таковой в современных вулканических дугах [5, 17].

Разрез девонских вулканических отложений базальт-липаритовой и андезитовой формаций Алтая весьма сходен с разрезом Южных Курил, где позднекеоцен—четвертичные вулканические образования подразделяются также на две главные вулканогенные толщи [6]: позднемiocеновая—среднемiocеновая существенно липаритовая толща мощностью около 1500 м и верхнеплиоцен—четвертичная андезит-базальтовая — мощностью в 1000 м.

Известно, что в направлении с востока на запад современная сейсмофокальная зона Курильского желоба погружается под углом 40–50° до глубин 800–700 м. В этом же направлении происходит рост  $K/Na$  отношения в составе вулканитов как липаритовой, так и андезитовой формаций.

В литературе имеется много примеров такой зависимости по целому ряду других островодужных зон. В случае колчеданных провинций палеореконструкция положения элементов тектоники островодужных зон может успешно проводиться по формационной и петрохимической зональности [13]. Поэтому в геолого-геохимической модели рудной провинции этому вопросу должно быть отведено важное место.

### Структура геохимической зональности рудного поля

Элементарным звеном (первичным элементом) структуры геохимической зональности колчеданного оруденения является сочетание зоны выводящего канала крутопадающей линейной или столбовой формы и перекрывающей ее субгоризонтальной (субстратиформной) зоны рудоотложения (рис. 5).

Центральную часть этой элементарной грибообразной структуры занимают богатые массивные сульфидные руды, приуроченные преимущественно к стратиформной зоне и в меньшей степени в корневой. Прожилково-вкрапленное оруденение, переходящее по периферии в непромышленный первичный геохимический ореол, обрамляет массивные богатые руды преимущественно (или только) с лежачего бока стратиформной зоны и на продолжении ее по простиранию. В секущих корневых частях зоны месторождения первичный геохимический ореол далеко распространяется на глубину, выходя за пределы рудоносной формации.

В каждом таком элементарном ореоле от центра к периферии состав изменяется от комплексного многокомпонентного до более простого, от более интенсивного к более слабому и мало контрастному. График этого изменения носит экспоненциальный характер (примерно логарифмический) с различными, но весьма устойчивыми градиентами. Такой же характер носит изменение эффективной проницаемости (пористости) рудо-вмещающих пород. По показателям отношения фронтальных элементов к

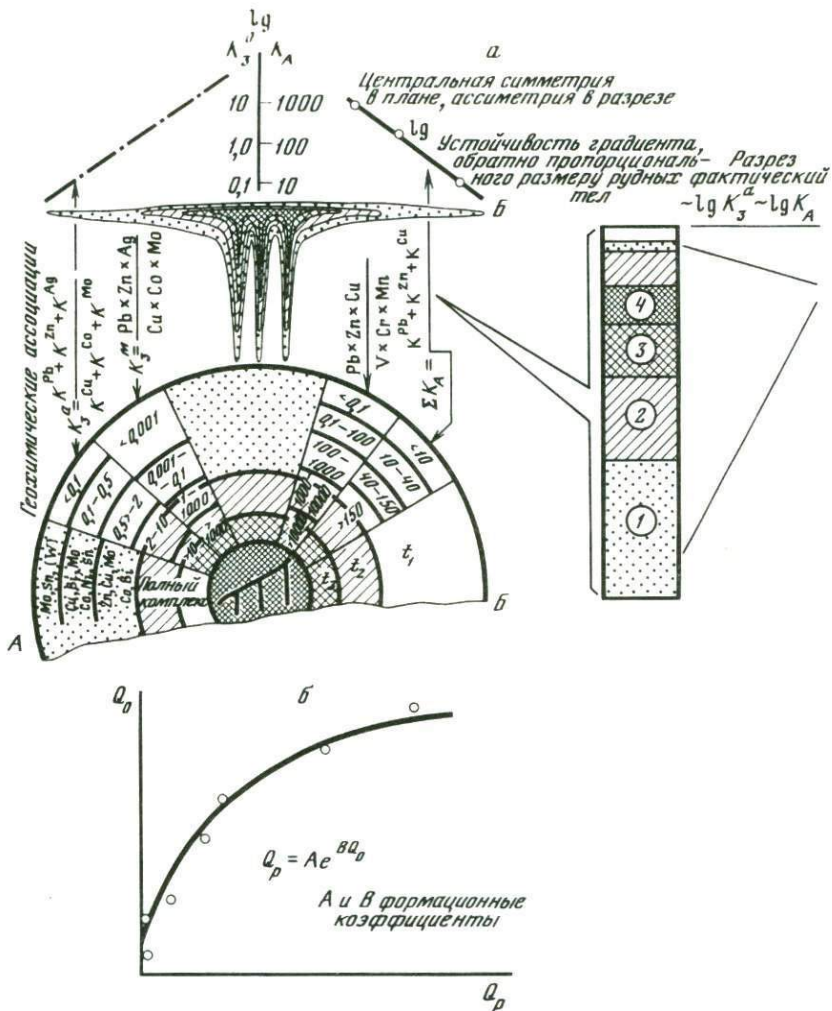


Рис. 5. Связь рудных и ореольных рудных концентраций колчеданного месторождения (пространственная модель центростремительной первичной геохимической зональности)

а — количественная пространственная связь рудных и ореольных концентраций; б — соотношение запасов металла в первичном ореоле ( $Q_0$ ) и руде ( $Q_p$ )

1 — ореол обедненного состава; 2 — комплексный геохимический ореол Zn, Cu, Pb, Mo, Ag, Co, Bi, Au, Ba, Sr, As, Sn, Cd, W, Sb, Hg; 3 — (суб)стратиформные богатые руды; 4 — секущие богатые руды

тыловым могут быть выделены два типа латеральной зональности — прямая (центробежная) и обратная (центростремительная). Для одностадийного или для расширяющегося многостадийного рудообразующего потока растворов, видимо, характерно центробежное (прямое) проявление латеральной геохимической зональности.

Центростремительный тип зональности характеризуется последовательным увеличением коэффициента зональности от периферии стратиформ-

ной зоны к центру с приближением к рудовыводящему каналу. Очевидно, этот тип зональности можно объяснить только эволюцией (стадийностью) рудообразующего процесса с закономерным сужением потока рудоносных растворов.

На рис. 5 показана модель центростремительного типа элементарной зональности, по-видимому, наиболее характерного для колчеданно-полиметаллического оруденения.

Во всех случаях остается неизменной вертикальная зональность оруденения по мощности такого элементарного звена месторождения или рудного поля: наиболее тыловые и ранние компоненты руды и первичного ореола концентрируются в корневой части рудоносной системы и в лежащем боку стратиформной зоны. Однако известны примеры почти полностью замкнутой, хотя и асимметричной структуры зональности колчеданно-полиметаллического оруденения.

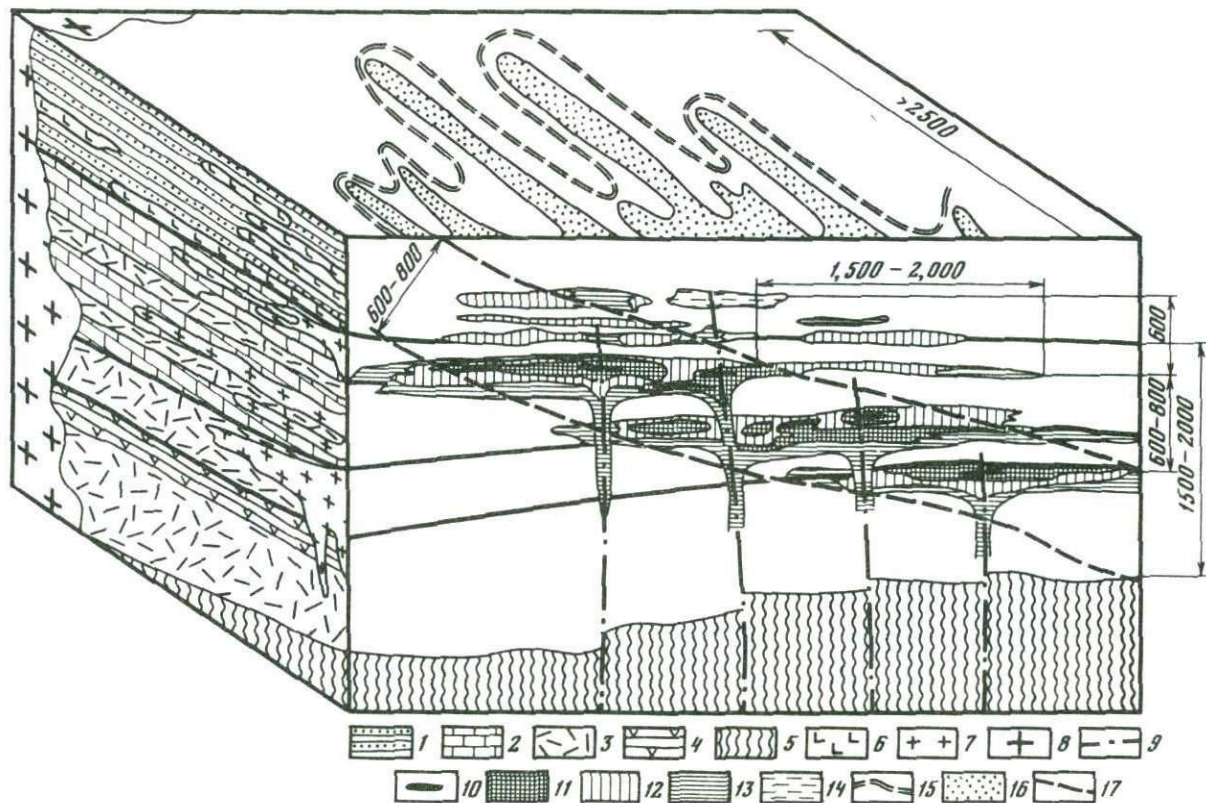
Каждое рудное тело сопровождается собственным первичным геохимическим ореолом и, таким образом, в рудном поле образуется ритмичная или многофокусная структура геохимической зональности и концентрации колчеданного оруденения (рис. 6).

В этой многофокусности и ритмичности устанавливается закономерное возрастное скопление рудоносного уровня по стратиграфической колонке: снизу вверх в направлении от поднятия к депрессии (регрессивная структура).

Общая площадь первичного аномального геохимического поля месторождения в проекции на плоскость рудовмещающего горизонта (первичная площадь рудоотложения) изменяется от нескольких десятков до нескольких десятков квадратных километров. Мощность стратиформной части месторождения в поперечном сечении не превышает обычно 0,7—0,8 км. Секущие корневые части рудных зон распространены на глубину 2 км и более при ширине в несколько сотен километров. Стратиформные части различных аномальных геохимических полей образуют почти непрерывный единый геохимический рудоносный уровень продуктивной формации косесекущего субстратиформного залегания со средней мощностью 400—600 м. Все первичные геохимические аномалии занимают 10—30% общей мощности формации.

Установлена обратная пропорциональная зависимость между градиентом коэффициента зональности и размером (весом) рудной концентрации, в ореоле соответственно устанавливается корреляция коэффициентов зональности и суммарной продуктивности основных компонентов (меди, цинка и свинца). Наименьшие значения этих градиентов установлены по простиранию стратиформных зон, наибольшие — по их мощности. График упомянутых показателей отражает элементы многофокусной ритмично-зональной концентрической структуры первичной геохимической зональности колчеданно-полиметаллических месторождений.

Колебания средних и бортовых содержаний для колчеданных месторождений в общем незначительны и можно считать, что определяющее значение в различии масштаба месторождения по запасам основных металлов имеют объемы рудных тел. Полностью оконтурить ореол месторождения или даже отдельного рудного тела — не всегда выполнимая задача. Однако часть первичного ореола, имеющая комплексный состав и включающая примерно около 80% запасов основных металлов всего ореола, оконтуривается вполне определено. Например, большинство известных алтайских колчеданно-полиметаллических месторождений в той или иной степени вскрыты эрозией, т.е. имеют выход на поверхность рудовмещающей формации либо рудных тел, либо их первичных ореолов комплексного состава.



Соотношение площади полного горизонтального сечения первичного геохимического ореола комплексного состава, характеризующегося коэффициентом аномальности свыше 40, и запасов металла месторождений показывает отчетливую экспоненциальную зависимость между этими двумя величинами. Соотношение площадей сечения рудных тел и их первичных геохимических ореолов имеет такой же экспоненциальный характер.

Площадь сечения первичного геохимического ореола комплексного состава прямо пропорциональна его полному объему, что, очевидно, возможно только при относительной изометричности аномальных геохимических полей колчеданных месторождений независимо от структурно-морфологических особенностей оруденения.

На рис. 5 приведена зависимость соотношения запасов металла в ореоле и рудном теле от размера месторождения, имеющая также экспоненциальный характер:

$$Q_{p.m} = ae^{bQ_{op}},$$

где  $Q_{p.m}$  — запасы металла в рудном теле;  $Q_{op}$  — запасы металла в его первичном ореоле;  $a$  и  $b$  — коэффициенты, определяющие тип рудовмещающей формации и геохимический тип месторождения.

Общий характер этой зависимости заключается в том, что чем крупнее месторождение, тем меньшая доля запасов металлов заключена в первичном геохимическом ореоле. В относительно небольших по размерам месторождениях главная масса основных металлов их рассеяна в первичном геохимическом ореоле. Колчеданные месторождения с максимальными, предельными для той или иной рудоносной формации, запасами основных металлов в руде имеют отношение запасов металлов в первичном ореоле и рудах, близкое к 1, тогда как в мелких месторождениях оно изменяется до величины 1:5 (больше в ореоле). Таким образом, можно считать, что чем интенсивнее процесс рудоотложения, тем в меньшей степени он сопровождается рассеянием во вмещающих породах.

Удельная рудоносность формации (соотношение весов рудных металлов и породы формации) при современных требованиях к сырью составляет  $n \cdot 10^{-6}$  [3]. Учитывая, что содержание металла в ореоле примерно на два порядка ниже, чем в руде, и что ореолы занимают около 30% объема формации, нетрудно подсчитать примерное соотношение запасов металла в первичных геохимических ореолах и в рудных телах. В целом для формации это соотношение примерно равно 10:1, больше — в ореолах. Таким образом, большая часть геохимических аномалий не связана с промышленной концентрацией руд. Соотношение концентрированного и рассеянного оруденения в пределах рудоносной формации также закономерно меняется в пространстве и отчетливо зависит от глубинного строения земной коры и связанного с ним состава вулканитов формации.

Рис. 6. Первичное аномальное геохимическое поле колчеданно-полиметаллического месторождения Рудного Алтая (палеорекострукция)

1 — песчано-сланцевые отложения; 2 — терригенно-карбонатные отложения; 3 — туфы и туффиты кислого состава; 4 — горизонт частого переслаивания алевролитов, туфов и туффитов основного и смешанного состава; 5 — метаморфические сланцы основания; 6 — диабазовые порфириды; 7 — липаритовые порфиры; 8 — гранитоиды; 9 — разрывные нарушения; 10 — рудные тела; 11–14 — геохимический ореол в  $K_3 = \frac{Pb + Zn + Ba + Ag}{Cu + Co + Mo + Sn}$ ; 11–12 — 2–10; 13 — 2–0,5; 14 — < 0,5; 15 — проекция ореола на горизонтальную плоскость; 16 — проекция рудных тел на горизонтальную плоскость; 17 — границы геохимического рудоносного уровня

## Обобщенная стереометаллогеническая модель

Колчеданное рудообразование связано с процессом интенсивного преобразования океанической коры в континентальную, выраженным в активных линейных зонах многоэтапного поступления из верхней мантии базальтовых-толеитовых, а затем известково-щелочных андезитовых или риолитовых магм и рудонесущих флюидов. Спорный вопрос происхождения андезитовых и риолитовых магм создает некоторую неоднозначность как в определении рудообразующего геологического процесса, так и источника рудного вещества. Однако цепь эмпирических генетических связей ореол, руда — рудовмещающая формация — глубинное строение земной коры, отраженное в рельефе, структура зональности провинций хорошо объясняется моделью зарождения и развития тектонических структур типа зон Заварицкого—Беньофа.

Эти структуры в пределах колчеданных провинций отражены в определенной последовательности геологических магматических и других формаций, в петрохимической зональности вулканитов рудовмещающих формаций и зональности рудной минерализации [13].

Обобщение всего имеющегося фактического материала показывает, что для возникновения колчеданного месторождения необходимо вторичное перераспределение металлов с переходов от рассеяния к концентрации их в мантийном субстрате и в земной коре.

Этот процесс, вообще характерный для рудообразования, может происходить с помощью различных механизмов в широком диапазоне эндогенных и экзогенных условий, но он не беспредельно и подчиняется для всех металлов общей закономерности. Масштаб накопления металла в рудных месторождениях определяется степенью распространенности металла в земной коре и в соответствующих магматических формациях [9, 12]. Главным процессом, механизмом, ведущим к концентрации рудного вещества (сульфидов металлов), в колчеданных месторождениях является длительная глубинная магматическая дифференциация. Поэтому проблема источника рудного вещества и рудоносных растворов (расплавов) в общем виде связана с целым рядом петрологических проблем. Для колчеданных месторождений главным является вопрос происхождения рудоносных вулканогенных формаций или соответствующих вулканоплутонических комплексов.

К обсуждаемому вопросу имеют прямое отношение данные о магматической и рудной зональности в провинциях островных дуг по отношению к сейсмофокальной зоне (зоне Заварицкого—Беньофа). Полагают, что первичные магмы зарождаются в верхней мантии на глубинах 130—250 км в зонах подкорового землетрясения. Относительно менее глубинные очаги (глубина 130—150 км) дают толеитовую магму, более глубинные (глубина 220—250 км) — образуют известково-щелочную магму.

Таким образом, в сложном процессе кратонизации, включающем вулканизм, осадконакопление, интрузивный магматизм, тектонизм и метаморфизм, эволюция геосинклинального магматизма, и прежде всего вулканизма, от основного (базальтового) до андезитово-липаритового, определенно связана с увеличением глубины образования магматического очага. Естественно, напрашивается предположение о тем более глубинном мантийном источнике элементов, чем более он подвижен в гидротермальном (вообще коровом) процессе дифференциации. Аналогичное предположение сделал Р. Солитоу [25]. Этот автор считает, что изменение соотношения металлов в рудах американских Кордильер в направлении от океанической коры к континентальной происходит в последовательности Fe, Cu, Au, Ag, Pb, Zn и Sn, Mo и может быть обусловлено тем, что различные металлы освободи-

лись из базальтовой океанической коры и пелагических осадочных пород из-за разных глубин их плавления. Продукты частичного плавления на малой глубине обогащены железом, медью, а на большей — цинком, свинцом и серебром. Такое изменение аналогично и прямо пропорционально отношению калия к кремнию в андезитах.

Данные зависимости состава колчеданного оруденения от состава и строения формации могут быть гипотетически согласованы с различными уровнями образования магматического очага в сейсмофокальной зоне.

При этом в одной и той же эвгеосинклинальной зоне маловероятно одновременное образование рудоносных базальтовой и андезитовой формаций, а также и колчеданного оруденения так называемого уральского и алтайского типа. Должна быть обязательной смена одного цикла другим, что в общем подтверждается тем, что андезитовые и существенно липаритовые геосинклинали являются вторичными — им предшествовали стадии эвгеосинклинального развития с базальтовым вулканизмом. С этим согласуется общий "базальтовый" состав оруденения колчеданной формации в целом и взаимодополняющий характер рудной дифференциации существенно базальтовой (липарит-базальтовой) и андезитовой (базальт-липаритовой, дацит-липаритовой) формаций.

Если не вызывает сомнения первичное происхождение базальтов, то механизм дальнейшей их дифференциации до выделения в значительном объеме существенно андезитовой и липаритовой фракции является предметом дискуссии [5, 21—24].

Можно только полагать, что многоэтапный и сложный процесс магматической глубинной дифференциации определяет основные черты гипогенной зональности колчеданного оруденения. Двухэтапный и гетерогенный процесс образования базальтовой и андезитовой первичных магм — первая предпосылка для образования оруденения того или иного состава. Каждая из этих магм испытывает в очаге дополнительную дифференциацию, в том числе по содержанию металлов в соответствии с изменением калий-натриевых отношений. Поскольку наиболее интенсивная магматическая дифференциация приурочена к наиболее глубинным поперечным разломам, то можно предположить, что именно с ними могут быть связаны глубинные потоки водорода, серы, калия и других компонентов.

Сквозь магматические (интрателлурические) растворы, способствуют высокой степени дифференциации магм и отделению сульфидов (ликвации и отделению растворов). По геологическим данным процесс этот длительный и последние его этапы могут быть значительно оторваны во времени (но не в пространстве) от первых [10, 11].

Таким образом, глубинное строение земной коры, состав и характер геосинклинального и орогенного магматизма, рельеф в момент рудообразования, состав рудных растворов, структура гидротермального рудообразующего потока, объемная структура геохимической зональности находятся в генетической зависимости и в определенном закономерном временном и пространственном соответствии.

Генетическая модель колчеданного рудоотложения в общем виде подразумевает сочетание гидротермально-метасоматического (совместно с выделением пустот) и гидротермально-осадочного способов выделения рудного вещества. Корневые секущие части месторождения — это всегда метасоматические образования. Стратиформная (субстратиформная) часть может быть образована либо полностью метасоматическим или полностью осадочным способами, либо сочетанием того и другого способа (например, гетерогенные месторождения).

В обобщенном выражении гидротермальный раствор колчеданного ору-

Таблица 2

## Последовательность разномасштабной геолого-геохимической оценки рудоносной перспективности площадей колчеданной провинции

Этап и характер исследования	Масштаб геофизических и геохимических работ	Перспективные рудоносные объекты, площади	Безрудные (малоперспективные) объекты, площади
I. Рудно-геохимическая специализация геологических формаций	1:1500 000— 1:500 000	Рудоносные (колчеданосные) формации	Нерудоносные формации
II. Геолого-геохимическая систематика, общее структурно-формационное и геохимическое районирование, региональная геохимическая зональность	1:500 000— 1:200 000	Главный латеральный (в том числе гипсометрический) и вертикальный рудоносные уровни	Уровни (площади) развития мелких месторождений зон рассеянной минерализации
III. Анализ плотности и состава геохимических аномалий, рудопроявлений и месторождений, структурно-геологический, геологостатистический анализы	1:200 000— 1:50 000	Рудные районы	Безрудные участки
IV. Ранжирование рудных районов и полей по степени перспективности на основании комплекса геологических, геофизических и геохимических критериев (геологостатистический пространственный анализ)	1:200 000— 1:50 000	Первоочередные рудные районы и рудные поля	Второстепенные рудные районы и рудные поля
V. Анализ общих особенностей эндогенных геохимических аномалий и их соответствие геолого-формационному положению (ассоциация, формационные типы геохимических аномалий)	1:50 000 и 1:10 000	Рудогенные аномальные геохимические поля и ореолы	Нерудогенные эндогенные геохимические аномалии. Ореолы мелких месторождений и зоны рассеяния минерализации
VI. Детальный анализ эндогенных геохимических ореолов (форма, структура, размер, состав, интенсивность индикаторных отношений, показатели уровня и градиента зональности)	1:50 000 1:10 000	Участки с полным комплексом благоприятных геохимических признаков, перспективные на выявление скрытых промышленных рудных тел	Участки с неполным набором благоприятных геохимических признаков. Малоперспективные на обнаружение промышленного оруденения

денения может быть представлен в виде горячих галоидных существенно хлоридно-натриевых кислых растворов металлов, несущих также серу ( $H_2S$ ,  $SO_2$  и др.), а также  $CO_2$ . Выпадение из раствора тех или иных компонентов-минералов определяется их растворимостью, pH, Eh, летучестью серы, температурой, давлением и концентрацией галоидов и  $CO_2$ .

Многие исследователи связывают процесс осаждения руд как с кислотным взаимодействием с вмещающей породой, так и с отделением паровой фазы и остыванием раствора в рудовыводящих каналах и изменениями состава раствора, вызванными взаимодействием его с морской водой (при различной мощности и ее столбом гидростатического давления) [26].

Генетическая модель будет неполной, если не рассмотреть временную стадийную эволюцию исходного рудообразующего раствора — изменение состава раствора и интенсивности потока. Центростремительную концентрационную минералого-геохимическую зональность можно объяснить закономерным во времени уменьшением мощности потока раствора, эволюционирующего по составу в соответствии с зональным рядом элементов.

Количественное прогнозирование колчеданно-полиметаллического оруденения по геолого-геохимическим данным наиболее успешно возможно с учетом изложенных закономерностей изменения степени и состава концентрации основных рудных компонентов и сопутствующих петрогенных элементов и элементов-примесей в рудных телах и окколорудном пространстве.

Под руководством Л.Н. Овчинникова разработана общая схема геолого-геохимического прогнозирования с последовательным сужением перспективных площадей и изменением масштаба исследования (табл. 2).

Стереометаллогенетический анализ позволил выявить новые перспективные районы и рудные поля [12].

Применение методов стереогеохимического прогнозирования позволило также сокращенным объемом буровых работ выявить новые рудные тела на флангах и глубоких горизонтах известных месторождений и тем самым значительно увеличить их запасы.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Баранов В.Д. О металлогенетической зональности колчеданного оруденения в Рудном и Южном Алтае. — В кн.: Металлогенетические и геологические исследования. М.: ИМГРЭ. М., 1971, вып. 1, с. 38—46.
2. Баранов В.Д., Диденко М.И. Кольцевые структуры Алтая и их возможное металлогенетическое значение. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1983, № 4, с. 101—107.
3. Баранов В.Д., Овчинников Л.Н. Стереометаллогения и принципы геолого-геохимического прогнозирования колчеданных месторождений. — В кн.: Региональная геохимия и рудообразование. М.: Наука, 1980, с. 17—32.
4. Бородавская М.Б., Кривцов А.И., Шрайб Е.П. Основы структурно-формационного анализа колчеданных провинций. М.: Недра, 1977. 153 с.
5. Горшков Г.С. Вулканизм Куриль-ской островной дуги. М.: Наука, 1967. 288 с.
6. Дунчищев В.М. О поздне-миоцен-плиоцен-четвертичном вулканизме Курильской островной дуги. — ДАН СССР, 1972, т. 203, № 2, с. 412—416.
7. Есенов Ш.Е., Каюпов А.К., Ли В.Г. и др. Структурно-металлогенетические зоны палеозонд Казахстана. — В кн.: Проблемы металлогении и рудогенеза. Алма-Ата: Наука, 1974, с. 8—33.
8. Козлов М.С., Титов В.И., Азов В.С. О метаморфогенном образовании полиметаллических месторождений рудноалтайского типа (на примере месторождений Рудного Алтая). — Геол. журн., 1972, т. 32, вып. 2, с. 24—31.
9. Овчинников Л.Н. Прогнозная оценка мировых запасов металлов в месторождениях суши. — ДАН СССР, 1971, т. 196, № 3, с. 683—686.
10. Овчинников Л.Н. Основные проблемы геохимии рудных месторожде-

- ний. — В кн.: Рудная геохимия и геология магматогенных месторождений. М., 1980, с. 3—13.
11. *Овчинников Л.Н.* Некоторые закономерности вулканогенного рудообразования. — Вулканология и сейсмология, 1981, № 4, с. 8—19.
  12. *Овчинников Л.Н., Баранов В.Д.* Проблема стереометаллогении. — В кн.: Проблемы металлогении и рудогенеза. Алма-Ата: Наука, 1974, с. 51—71.
  13. *Овчинников Л.Н., Баранов В.Д.* Некоторые аспекты колчеданной металлогении. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1978, т. 12, с. 89—98.
  14. *Овчинников Л.Н., Баранов В.Д., Баранов Э.Н., Головин А.А.* Геохимические аспекты генезиса алтайских колчеданно-полиметаллических месторождений. — В кн.: Проблемы генезиса колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. Алма-Ата: Наука, 1977, с. 66—79.
  15. *Павлова И.Г.* Медно-порфировые месторождения: (Закономерности размещения и критерии прогнозирования). Л.: Недра, 1978. 275 с.
  16. *Попов В.С., Белевитин В.В., Семин В.А.* Металлогения редкометалльных гидротермальных месторождений. М.: Наука, 1981. 214 с.
  17. *Ротман В.К.* Блоковое строение и металлогения вулканических дуг Восточной Азии. — Сов. геология, 1978, № 8, с. 125—131.
  18. *Смирнов В.И.* Общие проблемы доорогенной металлогении. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1978, т. 12, с. 5—14.
  19. *Твалчрелидзе Г.А.* Опыт систематики эндогенных месторождений складчатых областей. М.: Недра, 1966. 176 с.
  20. *Хисамутдинов М.Г.* Металлогения и полиметаллические месторождения Рудного Алтая. Л.: Недра, 1978. 195 с.
  21. *Green D.H.* The origin of basaltic and nephelinitic magmas in the earth's mantle. — Tectonophysics, 1969, vol. 7, p. 104—121.
  22. *Green D.H.* Composition of basaltic magmas as indicators of conditions of origin application to oceanic volcanism. — Philos. Trans. Roy Soc. London, 1971, vol. 6, p. 125—134.
  23. *Kuno H.* Origin of andesite and its bearing on the island arc structure. — Bul. volcanol., 1968, vol. 32, p. 141—176.
  24. *Ringwood A.E.* Composition and evolution of the upper mantle. — In: The Earth's crust and upper mantle. 1969.
  25. *Sillitoe R.H.* A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits. — Econ. Geol., 1972, vol. 67, p. 194—197.
  26. *Solomon M., Walsche I.L.* The formation of massive sulfide deposits on the sea floor. — Econ. Geol., 1979, vol. 74, p. 138—156.

# ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОИСКОВ

УДК 550.428

*А.А. Маракушев*

## К ТЕОРИИ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

В процессах глубинного минералообразования со свойственными им широкими вариациями кислотно-щелочных и окислительно-восстановительных условий проявляется двойственность поведения химических элементов, обусловленная вариациями их окислительного состояния. Низшие окислы любого элемента стремятся образовывать основания, а высшие окислы — кислоты. Соответственно в низком валентном состоянии элементы образуют в растворах простые ионы и входят в состав минералов в их катионные группы, обладая высоким координационным числом, а в высоком валентном состоянии поведение их прямо противоположно: металлы стремятся образовывать в растворах комплексные ионы с кислородом, серой, галогенами и входят в "кислотные радикалы" минералов, характеризуясь при этом небольшими координационными числами. Согласно принципу Лешателье, первой из этих тенденций способствуют восстановительные условия и кислотный режим минералообразования, а вторая тенденция легче реализуется в окислительных и щелочных условиях. Однако немаловажную роль при этом играют свойства элементов, непосредственно связанные с их электронной структурой, определяющие возможности их нахождения в том или ином валентном состоянии.

Все эти вопросы, касающиеся фундаментальных свойств химических элементов и геохимических режимов приобретения ими тех или иных окислительных состояний, составляют содержание статьи. Они рассматриваются в связи с общими проблемами эндогенного минералообразования, поднимавшимися в трудах Д.С. Коржинского и его учеников — Л.Н. Овчинникова [15], В.А. Жарикова, Л.Л. Перчука, Л.И. Шабынина, Н.Н. Перцева и многих других.

## ПЕРИОДИЧЕСКАЯ СИСТЕМА ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ СОСТОЯНИЙ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

Основная (главная) периодичность экстремальных валентных состояний [10] определяется системой элементов Д.И. Менделеева, вариант которой, модифицированный применительно к геохимическим условиям, представлен в табл. 1. Введенные изменения [10, 11] связаны с выявлением дополнительных периодичностей изменения свойств химических элементов в связи со стабилизацией в развитии орбиталей  $d^1-d^{10}$  и  $f^2-f^{14}$ , полуорбиталей ( $d^5$  и  $f^7$ ) с соответствующим обособлением дополнительных пятиэлементных и семиэлементных периодов с электронными основами  $s^2p^6d^5$  и  $f^7s^2p^6$ . Это позволило избежать выделения одноклеточных групп элементов: триад (Fe, Ni, Co и др.), лантана и лантаноидов, актиния и актиноидов, принятого в современных вариантах системы.

Таблица 1

Система основных валентных состояний (I–VIII) химических элементов

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	Периоды
3 Li $2s^1$	4 Be $2s^2$	5 B $2s^2 2p^1$	6 C $2s^2 2p^2$	7 N $2s^2 2p^3$	8 O $2s^2 2p^4$	9 F $2s^2 2p^5$	10 Ne $2s^2 2p^6$	$1s^2$
11 Na $3s^1$	12 Mg $3s^2$	13 Al $3s^2 3p^1$	14 Si $3s^2 3p^2$	15 P $3s^2 3p^3$	16 S $3s^2 3p^4$	17 Cl $3s^2 3p^5$	18 Ar $3s^2 3p^6$	$2s^2 2p^6$
19 K $4s^1$	20 Ca $4s^2$	21 Sc $3d^1 4s^2$	22 Ti $3d^2 4s^2$	23 V $3d^3 4s^2$	24 Cr $3d^5 4s^1$	25 Mn $3d^5 4s^2$	26 Fe $3d^6 4s^2$	$3s^2 3p^6$
24 Cr $4s^1$	25 Mn $4s^2$	26 Fe $3d^1 4s^2$	27 Co $3d^4 4s^1$	28 Ni $3d^3 4s^2$				$3s^2 3p^6 3d^5$
29 Cu $4s^1$	30 Zn $4s^2$	31 Ga $4s^2 4p^1$	32 Ge $4s^2 4p^2$	33 As $4s^2 4p^3$	34 Se $4s^2 4p^4$	35 Br $4s^2 4p^5$	36 Kr $4s^2 4p^6$	$3s^2 3p^6 3d^{10}$
37 Rb $5s^1$	38 Sr $5s^2$	39 Y $4d^1 5s^2$	40 Zr $4d^2 5s^2$	41 Nb $4d^3 5s^2$	42 Mo $4d^4 5s^2$	43 Tc $4d^5 5s^2$	44 Ru $4d^6 5s^2$	$4s^2 4p^6$
42 Mo $5s^1$	43 Tc $5s^2$	44 Ru $4d^2 5s^1$	45 Rh $4d^3 5s^1$	46 Pd $4d^5$				$4s^2 4p^6 4d^5$
47 Ag $5s^1$	48 Cd $5s^2$	49 In $5s^2 5p^1$	50 Sn $5s^2 5p^2$	51 Sb $5s^2 5p^3$	52 Te $5s^2 5p^4$	53 I $5s^2 5p^5$	54 Xe $5s^2 5p^6$	$4s^2 4p^6 4d^{10}$
55 Cs $6s^1$	56 Ba $6s^2$	57 La $5d^1 6s^2$	58 Ce $4f^2 6s^2$	59 Pr $4f^3 6s^2$	60 Nd $4f^4 6s^2$	61 Pm $4f^5 6s^2$	62 Sm $4f^6 6s^2$	$5s^2 5p^6$
	63 Eu $6s^2$	64 Gd $5d^1 6s^2$	65 Tb $4f^2 6s^2$	66 Dy $4f^3 6s^2$	67 Ho $4f^4 6s^2$	68 Er $4f^5 6s^2$	69 Tm $4f^6 6s^2$	$4f^7 5s^2 5p^6$
	70 Yb $6s^2$	71 Lu $5d^1 6s^2$	72 Hf $5d^2 6s^2$	73 Ta $5d^3 6s^2$	74 W $5d^4 6s^2$	75 Re $5d^5 6s^2$	76 Os $5d^6 6s^2$	$4f^{14} 5s^2 5p^6$
74 W $6s^1$	75 Re $6s^2$	76 Os $5d^1 6s^2$	77 Ir $5d^2 6s^2$	78 Pt $5d^4 6s^1$				$5s^2 5p^6 5d^5$
79 Au $6s^1$	80 Hg $6s^2$	81 Tl $6s^2 6p^1$	82 Pb $6s^2 6p^2$	83 Bi $6s^2 6p^3$	84 Po $6s^2 6p^4$	85 At $6s^2 6p^5$	86 Rn $6s^2 6p^6$	$5s^2 5p^6 5d^{10}$
87 Fr $7s^1$	88 Ra $7s^2$	89 Ac $6d^1 7s^2$	90 Th $6d^2 7s^2$	91 Pa $5f^3 7s^2$	92 U $5f^4 7s^2$	93 Np $5f^5 7s^2$	94 Pu $5f^7 7s^2$	$6s^2 6p^6$
	95 Am $7s^2$	96 Cm $6d^1 7s^2$	97 Bk $5f^2 7s^2$	98 Cf $5f^3 7s^2$	99 Es $5f^4 7s^2$	100 Fm $5f^5 7s^2$	101 Md $5f^6 7s^2$	$5f^7 6s^2 6p^6$
	102 No $7s^2$	103 Lr $6d^1 7s^2$	104 Ku $6d^2 7s^2$	105 Ns $6d^3 7s^2$	106	107	108	$5f^{14} 6s^2 6p^6$

Как следует из табл. 1, введение в систему трех дополнительных периодов  $3s^2 3p^6 3d^5$ ,  $4s^2 4p^6 4d^5$  и  $5s^2 5p^6 5d^5$  привело к дублированию позиции некоторых элементов, например железа, относящегося в периоде  $3s^2 3p^6$  к группе VIII (конфигурация валентных электронов  $3d^6 4s^2$ ), а в периоде  $3s^2 3p^6 3d^5$  в группе III ( $3d^1 4s^2$ ). Позиция железа в группе VIII значения для геохимии не имеет (железо такой высокой валентности не встречается в химических соединениях), в то время как степень окисления III дополнительного периода представляет главное валентное состояние железа. Аналогично две позиции занимают: марганец в группе VII ( $3d^5 4s^2$ ) и в группе II ( $4s^2$ ); хром в группе VI ( $3d^5 4s^1$ ) и группе I ( $4s^1$ ) и др. Одновалентное состояние хрома в химических соединениях не зафиксировано, однако его электронная конфигурация с одним электроном на внешней орбитали допускает подобное состояние ( $3s^2 3p^6 3d^5 4s^1$ ). То же самое можно сказать об аналоге хрома — молибдене ( $4s^2 4p^6 \cdot 4d^5 5s^1$ ). Однако тяжелый аналог этих элементов — вольфрам — имеет несколько иную электронную структуру ( $5s^2 5p^6 5d^4 6s^2$ ) и его позиция в периоде  $5s^2 5p^6 5d^5$  более условна.

Введение в систему элементов дополнительных пятиэлементных периодов позволило исключить из группы VIII одноклеточные триады элементов (Fe, Co, Ni), (Ru, Rh, Pd), (Os, Ir, Pt). Их групповая принадлежность в дополнительных пятиэлементных периодах — Fe (III), Co (IV), Ni (V) и др. отражает важные для геохимии различия элементов по свойствам, которые не обращали на себя внимания при отнесении всех их к группе VIII, несмотря на закономерную эволюцию их внешних электронных оболочек: Fe —  $3d^6 4s^2$ , Co —  $3d^7 4s^2$  и Ni —  $3d^8 4s^2$  и др., которая коррелируется с последовательным повышением тенденции элементов к отдаче электронов. В какой-то мере это отражается в обычных валентных состояниях элементов: Fe (II, III), Co (II, III), Ni (II, IV), хотя ни кобальт, ни никель не достигают в геохимических процессах степеней окисления, соответствующих их групповой принадлежности в табл. 1. Подробнее этот вопрос будет рассмотрен ниже.

В табл. 1 выделены четыре семизэлементных периода, отчасти рассматривавшиеся ранее [11]:  $4f^7 5s^2 5p^6$ ,  $4f^{14} 5s^2 5p^6$ ,  $5f^7 6s^2 6p^6$  и  $5f^{14} 6s^2 6p^6$  и  $5f^7$ . В результате одноклеточные группы лантаноидов и актиноидов из таблицы исключились и элементы 58—71 и 90—103 нашли свои места в общей периодичности изменения химических свойств.

Еще Д.И. Менделеев относил церий к IV группе и не одобрял уже высказывавшихся в его время идеи отнесения всех редких земель к одной группе [19], что получило распространение в современных вариантах периодической системы [3]. При таком подходе группы редких земель (и элементов 90—103) как бы исключаются из общей корреляции химических свойств элементов от заряда ядра их атомов. Редкие земли действительно характеризуются значительно меньшим диапазоном изменения свойств сравнительно с другими элементами. Но эти изменения закономерны и хорошо согласуются с размещением их по группам периодической системы. Многие закономерности этого ряда подчеркивались еще Б.Ф. Браунером [19]. Так, он отмечал различную тенденцию редких земель к комплексообразованию, которая понижается при увеличении порядкового номера в ряду более легких элементов: La—Pr—Nd—Sm и, наоборот, увеличивается в ряду более тяжелых элементов: Gd—Tb—Er. На этом основании Б.Ф. Браунер сделал заключение о существовании двух параллельных рядов редких земель, что соответствует разделению их на два периода (см. табл. 1). Он отмечал также особое положение церия как "перенос-

чика кислорода" [19, с. 74], отражающее более легкую окисляемость церия по сравнению с лантаном (в соответствии с положением лантана в III, а церия — в IV группе). Б.Ф. Браунер подчеркивал также закономерное изменение состава гидридов щелочных, щелочноземельных и редкоземельных металлов:  $CsH-BaH_2-LaH_3-CeH_4$ , которое соответствует положению элементов в табл. 1. Периодичность изменения свойств редких земель особенно подчеркивал Р. Мейер [19, с. 88]: "Группа редких земель образует малую периодическую систему, в которой проявляются все связи основной системы". Подразделение их на два периода в табл. 1 наиболее существенно отражает различие их химических свойств. Еще в 1905 г. Ж. Урбэн [19] выделил ряд так называемых цериевых редких земель (лантан — самарий) на том основании, что оксалаты их не растворялись в  $K_2SO_4$ , как оксалаты всех других редких земель — тербиевых (европий — тербий) и иттриевых (диспрозий — иттербий и иттрий). Впервые еще Б.Ф. Браунер в ряду редких земель выделил лантан, гадолиний и лютеций как элементы, особенно соответствующие друг другу по химическим свойствам, поражающие "незыблемостью их трехвалентности" [19, с. 91]. В табл. 1 все они относятся к группе III, противопоставляясь по непосредственным химическим свойствам, с одной стороны, европию и иттербию (группа II), для которых довольно обычно двухвалентное состояние ( $EuO, YbO$ ), с другой — церию и тербию, которые встречаются в четырехвалентном состоянии ( $CeO_2$  и  $TbO_2$  имеют кристаллическую решетку типа флюорита). Таким образом, химическими свойствами элементов строго обосновывается их размещение по трем группам периодической системы: II (Eu, Yb), III (La, Gd, Lu) и IV (Ce, Tb). Химические соединения, в которых проявляются более высокие групповые валентности редких земель (V–VIII), отображенные в табл. 1, пока неизвестны, однако тяжелые аналоги этих элементов (нептуний, плутоний и др.) могут иметь высокие валентности, равные VII. "Семивалентное состояние нептуния, плутония и америция было обнаружено лишь спустя четверть века после открытия самих элементов. Этот факт вызывает удивление, особенно если учесть, что нептуний (VII) и плутоний (VII) весьма устойчивы и могут быть получены простыми химическими методами" [9, с. 5].

Представления об устойчивости электронных конфигураций  $4f^7$  и  $4f^{14}$  подчеркивались в работе В.М. Мюллера [14], который на этой основе объяснял относительную устойчивость двухвалентного состояния европия и иттербия: "... в связи с необычайной устойчивостью  $4f^7$  и  $4f^{14}$  конфигураций структуры европия и иттербия отличаются от структур других редкоземельных металлов. Это проявляется также в их валентности — два вместо трех у остальных редкоземельных металлов" [14, с. 340].

С другой стороны, церий, согласно его положению в IV группе, отличается от лантана более сильной тенденцией к степени окисления IV. Известны ассоциации окислов и карбонатов трехвалентного лантана  $La_2O_3$ ,  $La_2(CO_3)_3$  с окислом четырехвалентного церия  $CeO_2$ .

Редкоземельные элементы характеризуются в целом специфической электронной структурой, которая является аномальной, обусловленной переходом  $5d$ -электронов на более глубокий  $4f$ -уровень [14], так что теоретическая (идеальная) структура не сохраняется, например у церия:  $4f^1 5s^2 5p^6 5d^1 6s^2$  (идеальная структура)  $\rightarrow 4f^2 5s^2 5p^6 6s^2$  (реальная структура). Наиболее стабильная степень окисления всех редкоземельных элементов равна трем:  $Ce(4f^2 5s^2 5p^6 6s^2) \rightarrow Ce^{3+}(4f^1 5s^2 5p^6)$ . В этом окислительном состоянии редкоземельные элементы сходны друг с другом и в геохимических процессах образуют устойчивый парагенезис, подвергаясь относительно слабому фракционированию. Чтобы подчеркнуть их гео-

химическое сходство с лантаном (элементом, особенно стабильным в трехвалентном состоянии), они были названы В. Гольдшмидтом лантаноидами. Этот термин в настоящей работе сохраняется в приложении только к трехвалентным редкоземельным элементам, которые рассматриваются совместно с другими элементами III группы периодической системы. Двухвалентный европий или четырехвалентный церий уже не являются аналогами лантана, и отнесение их к лантаноидам было бы неоправданным. Важно подчеркнуть различие редких земель, обусловленное их неодинаковой групповой принадлежностью. Европий, в частности, в своей групповой валентности больше является аналогом щелочноземельных металлов, чем лантана. Эта его специфика геохимически проявляется в так называемой аномалии распространенности европия, которая установлена в магматических дифференцированных горных породах, сформировавшихся в сильно восстановительных условиях, способствующих переходу в двухвалентное состояние [14]. Соответственно аномалия распространенности европия (обеднение магм европием относительно других редких земель в ходе магматической дифференциации) наиболее сильно выражена в лунных базальтах, очень слабо она выражена в базальтах срединно-океанических хребтов и отсутствует в базальтоидах других типов [4]. Как подчеркивалось И. Филпотсом [23], П. Гастом [4] и др., наблюдаемое различие пород по характеру распределения редких земель "лучше всего объясняется различным окислительным состоянием земных и лунных базальтов" [4, с. 18]. Действительно, в этих условиях проявляется групповая валентность европия ( $\text{Eu}^{2+}$ ), и он становится аналогом щелочноземельных элементов, в одной группе с которыми он находится (см. табл. 1), и особенно стронция, которому он соответствует по величине ионного радиуса [3]:  $\text{Eu}^{2+} = 1,25$ ;  $\text{Sr}^{2+} = 1,21$ . При переходе  $\text{Eu}^{3+} \rightarrow \text{Eu}^{2+}$  резко усиливается химическое сродство европия с алюмосиликатными структурами, обуславливающими накопление его совместно со стронцием в составе плагиоклаза, в котором они замещают кальций, или в составе магматических расплавов с высоким содержанием нормативного плагиоклаза. Отделение плагиоклазовых фаз приводит к обеднению остаточных расплавов европием относительно других редкоземельных элементов.

Из других редкоземельных элементов иттербий, находящийся с европием в одной группе (см. рис. 1), также относительно легко переходит в свое групповое двухвалентное состояние, становясь аналогом магния, которому близок по величине ионного радиуса [3]:  $\text{Yb}^{2+} = 0,95$  (0,85),  $\text{Mg}^{2+} = 0,80$ . В отличие от европия переход иттербия в двухвалентное состояние  $\text{Yb}^{3+} \rightarrow \text{Yb}^{2+}$  вследствие его менее основных свойств и небольшого ионного радиуса не сопровождается усилением химического сродства с алюмосиликатными структурами. В результате отношение его к фракционированию плагиоклаза существенно не изменяется. Аналогичные соотношения основности прослеживаются у элементов III группы (La, Gd, Lu). Основность их понижается в перечисленном порядке с одновременным уменьшением радиусов ионов трехвалентного состояния [3]:  $\text{La}^{3+} = 1,13$ ,  $\text{Gd}^{3+} = 1,02$ ,  $\text{Lu}^{3+} = 0,94$ . Основность гадолиния является примерно средней между основностью лантана и лютеция (близка к средней основности всех редкоземельных элементов в трехвалентном состоянии). Поэтому содержание этого элемента (относительно других редкоземельных элементов) наименее подвержено изменениям в зависимости от основности однотипных пород. Оно почти не меняется с переходом от толеитовых к щелочным базальтам, тогда как содержание лантана (и близких к нему элементов) при этом значительно возрастает, а содержание лютеция (и

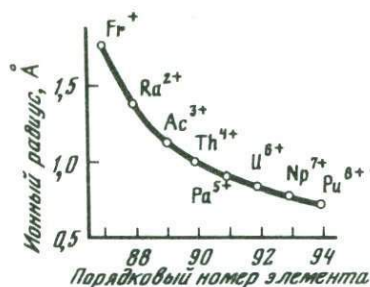


Рис. 1. Ионные радиусы элементов периода  $6s^2 6p^6$  (табл. 1) по [9]

родственных элементов) понижается. Поэтому отношение содержаний лантана к лютецию является наиболее эффективным прямым показателем щелочности однотипных пород.

В общем фракционирование редкоземельных элементов в природных процессах чрезвычайно затруднено. Даже

отделение европия, который наиболее отличается по свойствам от других редкоземельных элементов, происходит в особых восстановительных условиях, сильно отличающихся от режима обычного петрогенезиса. Этим они отличаются от всех других элементов. Тяжелые аналоги редкоземельных элементов обнаруживают значительно большее разнообразие химических свойств, и их групповые валентные состояния широко представлены в химических соединениях: II (Am, No), III (Ac, Cm, Lr), IV (Th, Bk, Ku), V (Pa, Cf, Ns), VI (U, Es), VII (Np). В каждой группе элементы перечислены в порядке уменьшения их основности.

Семивалентное (групповое, см. табл. 1) состояние нептуния легче всего получается в сильно щелочной обстановке. С понижением щелочности происходит замедление реакции перехода Np (VI) — Np (VII), но "несмотря на снижение скорости реакции, нептуний (VI) окисляется озоном даже при очень низкой концентрации щелочи. Более того, нептуний частично переходит в семивалентную форму при озонировании суспензии осадка  $NpO_2(OH)$  в воде. Образование нептуния (VI) полностью прекращается только в кислой области. Предельное значение pH, ниже которого не наблюдается окисление нептуния (VI), равно 8,2. Оно соответствует значению pH перехода нептуния (VII) из анионной в катионную форму" [9, с. 12]. В щелочных водных растворах семивалентный нептуний образует гидратированные трехзарядные анионы типа  $NpO_4(OH)_2^{3-}$ , которые имеют октаэдрическую координационную сферу. Наряду с ними вероятен однозарядный анион  $NpO_4^-$ , роль которого должна усиливаться с возрастанием щелочности растворов. Соответственно этим формам нахождения нептуния (VII) в растворах известны твердые формы его осаждения:  $Ba_3(NpO_5)_2 \cdot nH_2O$ ,  $Sr_3(NpO_5)_2 \cdot nH_2O$ ,  $Ca_3(NpO_5)_2 \cdot nH_2O$ ,  $KNpO_4$  и  $CsNpO_4$  [9]. Экспериментальные данные по величине ионного радиуса нептуния (VII) в этих соединениях отсутствуют. Однако этот радиус можно приблизительно оценить (0,77 Å) путем экстраполяции (см. рис. 1), учитывая положение нептуния (VII) в ряду элементов периода  $6s^2 6p^6$  (см. табл. 1): Fr (I) — Ra (II) — Ac (III) — Th (IV) — Pa (V) — U (VI) — Np (VII) — Pu (VIII), в котором величины ионных радиусов элементов в их групповом валентном состоянии монотонно понижаются. Величина ионного радиуса плутония в групповом валентном состоянии (VIII), оцененная исходя из этой зависимости, равна 0,72 Å.

Ионные радиусы химических элементов наглядно отражают фундаментальные свойства химических элементов, непосредственно связанные с их электронной структурой. Они имеют важное значение для геохимии и минералогии, что особенно подчеркивалось В.М. Гольдшмидтом [5, 22] в связи с проблемами изоморфизма химических элементов в минералах. Наиболее легко в минералах замещают друг друга элементы, близкие по ионным радиусам. Еще раньше (1909 г.) В.И. Вернадский отмечал важность близости элементов в этом отношении для образования их устой-

чивых парагенезисов в земной коре [1]. И действительно, размеры элементов, их ионные и атомные радиусы отражают энергетику образования химических соединений, их взаимное химическое сродство [10]. Поэтому изучение размеров химических элементов непосредственно связано с проблемой их фазового разделения и общего поведения в геохимических процессах.

В химических соединениях атомы и ионы не имеют строго определенной внешней границы, так как функция распределения электронов обычно достигает максимума для внешней оболочки и затем асимптотически стремится к нулю с увеличением расстояния от ядра [16]. Сумма двух радиусов ионов принимается равной расстоянию между ионами в кристалле, причем их радиусы пропорциональны относительной протяженности в пространстве функций их электронного распределения. В общепринятых системах [2] для ионов, присоединяющих электроны (отрицательных), принимается большая протяженность функций электронного распределения по сравнению с ионами, отдающими электроны (положительными). Имеющиеся данные [2] показывают, что при превращении аниона в соответствующий ему катион ионный радиус уменьшается более чем на два ангстрема в случае высокозаряженных ионов ( $C^{4-} = 2,60$ ,  $C^{4+} = 0,20$ ,  $Si^{4-} = 2,71$ ,  $Si^{4+} = 0,39$ ,  $Ge^{4-} = 2,72$ ,  $Ge^{4+} = 0,44$ ,  $Sn^{4-} = 2,94$ ,  $Sn^{4+} = 0,67$ ), но при понижении заряда различие отрицательных и положительных ионов уменьшается, хотя и остается значительным (близко в  $1 \text{ \AA}$ ):  $Bi^{3-} = 2,13$ ,  $Bi^{3+} = 1,20$ ,  $I^- = 2,20$ ,  $I^+ = 1,30-1,13$ .

Здесь рассматриваются радиусы положительно заряженных ионов (катионов), периодичность изменения которых в главной системе представлена в табл. 2. Эта периодичность отчасти рассматривалась в другой работе [2], в которой было показано, что элементы, составляющие периоды в системе (см. рис. 1), отличаются экстремальными значениями ионных радиусов, что для групп I и II показано на графике (рис. 2). Самые высокие максимумы ионных радиусов приходится на щелочные ( $Li^+ - Na^+ - K^+ - Rb^+ - Cs^+ - Fr^+$ ) и щелочноземельные ( $Be^{2+} - Mg^{2+} - Ca^{2+} - Sr^{2+} - Ba^{2+} - Ra^{2+}$ ) элементы этих групп, тогда как максимумы, приходящиеся на  $Cu - Ag - Au$  (I) и  $Zn - Cd - Hg$  (II) или  $Eu - Yb$  (II), выражены менее значительно. Диаграммы подобного типа в работе [12] приводятся также для III и IV группы. Они показывают, что табл. 1 недостаточна для охвата всей периодичности изменения фундаментальных свойств химических элементов. Многие ярко выраженные экстремальные позиции химических элементов не находят отражения в системе периодов (см. табл. 1 и 2). К ним относятся ряды максимумов ионных радиусов ( $Ga^+ - In^+ - Tl^+$ ,  $Ge^{2+} - Sn^{2+} - Pb^{2+}$ ,  $B^+ - Al^+ - Sc^+$ ,  $C^{2+} - Si^{2+} - Zr^{2+}$  и др.) и их минимумов ( $H^+ - F^+ - Cl^+ - Br^+ - I^+ - At^+$ ,  $He^{2+} - Ne^{2+} - Ar^{2+} - Kr^{2+} - Xe^{2+} - Rn^{2+}$ ,  $Co^+ - Rh^+ - Ir^+$ ,  $Ni^{2+} - Pd^{2+} - Pt^{2+}$  и др.). Подобные экстремальные состояния химических элементов связаны со стабильностью электронных конфигураций, возникающих в ходе эволюции их структуры, дополнительно к табл. 1. Эта дополнительная периодичность изменения свойств химических элементов (табл. 3) в сочетании с рассмотренной ранее дает более полный охват экстремальных позиций (максимумов и минимумов) в изменении свойств элементов, определяемых их электронной структурой и, в частности, ионных радиусов. На основе этих периодичностей можно приблизительно оценить путем интерполяции и экстраполяции значения радиусов химических элементов в групповом их валентном состоянии при отсутствии или недостаточной надежности экспериментальных данных.

Остановимся на двойственности позиции ряда элементов, валентность которых определяется стабилизацией в их атомной структуре различных

Таблица 2

Периодическая система ионных радиусов химических элементов (А)

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	Периоды
3 Li 0,68	4 Be 0,34	5 B 0,23	6 C 0,20	7 N 0,15	8 O 0,09	9 F 0,07	10 Ne (0,04)	1s <sup>2</sup>
11 Na 0,98	12 Mg 0,74	13 Al 0,57	14 Si 0,48	15 P 0,35	16 S 0,30	17 Cl 0,26	18 Ar (0,18)	2s <sup>2</sup> 2p <sup>6</sup>
19 K 1,33	20 Ca 1,04	21 Sc 0,81	22 Ti 0,68	23 V 0,59	24 Cr 0,52	25 Mn 0,46	26 Fe (0,37)	3s <sup>2</sup> 3p <sup>6</sup>
24 Cr (1,05)	25 Mn 0,80	26 Fe 0,64	27 Co (0,53)	28 Ni (0,44)				3s <sup>2</sup> 3p <sup>6</sup> 3d <sup>5</sup>
29 Cu 0,96	30 Zn 0,83	31 Ga 0,62	32 Ge 0,53	33 As 0,46	34 Se 0,42	35 Br 0,39	36 Kr (0,32)	3s <sup>2</sup> 3p <sup>6</sup> 3d <sup>10</sup>
37 Rb 1,57	38 Sr 1,27	39 Y 0,97	40 Zr 0,87	41 Nb 0,69	42 Mo 0,62	43 Tc 0,56	44 Ru (0,45)	4s <sup>2</sup> 4p <sup>6</sup>
42 Mo (1,22)	43 Tc (0,94)	44 Ru 0,74	45 Rh 0,65	46 Pd (0,55)				4s <sup>2</sup> 4p <sup>6</sup> 4d <sup>5</sup>
47 Ag 1,26	48 Cd 0,99	49 In 0,88	50 Sn 0,67	51 Sb 0,62	52 Te 0,56	53 I 0,50	54 Xe (0,42)	4s <sup>2</sup> 4p <sup>6</sup> 4d <sup>10</sup>
56 Cs 1,65	56 Ba 1,38	57 La 1,06	58 Ce 0,92	59 Pr (0,78)	60 Nd (0,68)	61 Pm (0,60)	62 Sm (0,50)	5s <sup>2</sup> 5p <sup>6</sup>
	63 Eu 1,24	64 Gd 0,97	65 Tb 0,84	66 Dy (0,75)	67 Ho (0,66)	68 Er (0,57)	69 Tm (0,47)	4f <sup>7</sup> 5s <sup>2</sup> 5p <sup>6</sup>
	70 Yb (1,10)	71 Lu 0,85	72 Hf 0,78	73 Ta 0,66	74 I 0,62	75 Re 0,56	76 Os (0,50)	4f <sup>14</sup> 5s <sup>2</sup> 5p <sup>6</sup>
74 I (1,20)	75 Re (0,97)	76 Os 0,81	77 Ir 0,71	78 Pt (0,63)				5s <sup>2</sup> 5p <sup>6</sup> 5d <sup>5</sup>
79 Au 1,37	80 Hg 1,12	81 Tl 1,05	82 Pb 0,84	83 Bi 0,74	84 Po (0,66)	85 At 0,62	86 Rn (0,56)	5s <sup>2</sup> 5p <sup>6</sup> 5f <sup>14</sup>
87 Fr 1,75	88 Ra 1,44	89 Ac 1,11	90 Th 0,95	91 Pa (0,89)	92 U 0,83	93 Np (0,75)	94 Pu (0,68)	6s <sup>2</sup> 6p <sup>6</sup>
	95 Am (1,15)	96 Cm (1,02)	97 Bk (0,90)	98 Cf (0,85)	99 Es (0,78)	100 Fm (0,70)	101 Md (0,64)	5f <sup>7</sup> 6s <sup>2</sup> 6p <sup>6</sup>
	102 No (1,10)	103 Lr (0,99)	104 Ku (0,88)	105 Ns (0,81)	106	107	108	5f <sup>14</sup> 6s <sup>2</sup> 6p <sup>6</sup>

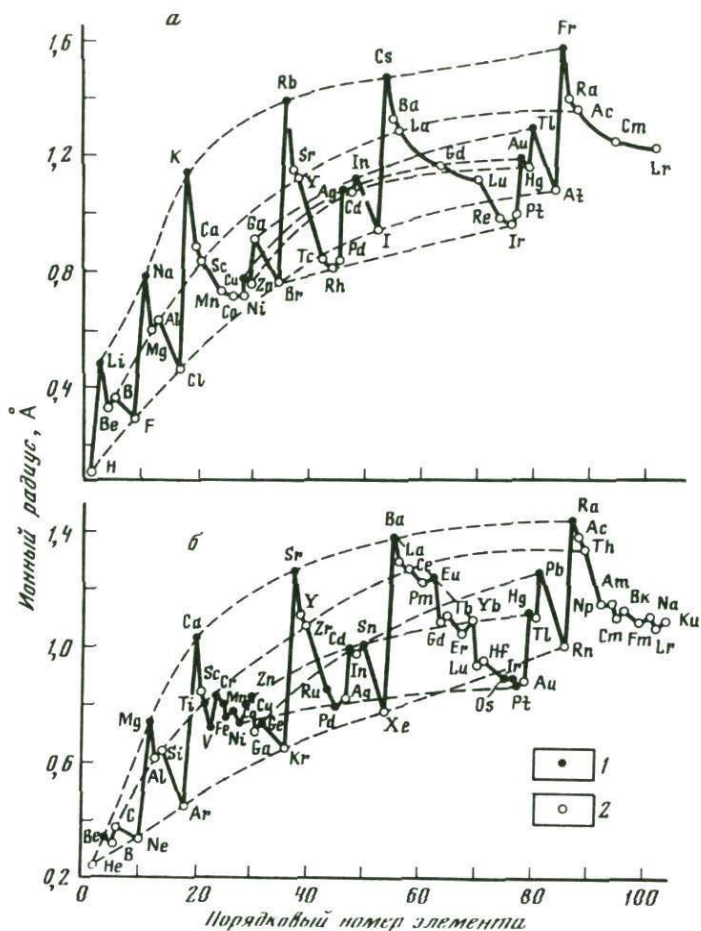


Рис. 2. Периодичность изменения радиусов катионов одновалентных (а) и двухвалентных (б) элементов

1, 2 — данные: 1 — справочные экспериментальные, 2 — расчетные, экстремальные позиции элементов, определяющие их положение в периодах (табл. 1 и 2), соединены пунктиром

электронных конфигураций. Так, железо в табл. 3 занимает устойчивое положение в группе II, относясь к периоду  $3d^4 4s^2$ , а в табл. 1 оно относится к группе III, причем его групповая валентность VIII в химических соединениях неизвестна.

В дополнительную периодическую систему (см. табл. 3) входят элементы с электронным строением:  $Tl - 6s^2 6p^1$ ,  $Pb - 6s^2 6p^2$ ,  $Bi - 6s^2 6p^3$  и т.д.;  $In - 5s^2 5p^1$ ,  $Sn - 5s^2 5p^2$ ,  $Sb - 5s^2 5p^3$  и т.д., определяющим их теоретическую валентность по общему числу электронов ( $Tl^{3+}$ ,  $Pb^{4+}$ ,  $Bi^{5+}$ ,  $In^{3+}$ ,  $Sn^{4+}$ ,  $Sb^{5+}$  и т.д.), что определяет групповую принадлежность этих элементов в основных периодах (см. табл. 1), или, исходя из числа электронов, на внешней  $p$ -орбитали ( $Tl^+$ ,  $Pb^{2+}$ ,  $Bi^{3+}$ ,  $In^+$ ,  $Sn^{2+}$ ,  $Sb^{3+}$  и т.д.), что устанавливает положение элементов в дополнительных периодах (см. табл. 3). Позиция многих элементов в дополнительных периодах отражает их хими-

Таблица 3

Дополнительная система валентных состояний (I—IV) химических элементов

I		II		III		IV		Периоды
1	H $1s^1$	2	He $1s^2$	3	Li $1s^2 2s^1$	4	Be $1s^2 2s^2$	
5	B $2p^1$	6	C $2p^2$	7	N $2p^3$	8	O $2p^4$	$1s^2 2s^2$
9	F $2p^1$	10	Ne $2p^2$	11	Na $2p^2 3s^1$	12	Mg $2p^2 3s^2$	$2s^2 2p^4$
13	Al $3p^1$	14	Si $3p^2$	15	P $3p^3$	16	S $3p^4$	$3s^2 2p^6$
17	Cl $3p^1$	18	Ar $3p^2$	19	K $3p^2 4s^1$	20	Ca $3p^2 4s^2$	$3s^2 3p^4$
21	Sc $3d^1$	22	Ti $3d^2$	23	V $3d^3$	24	Cr $3s^2 3d^2$	$4s^2 3p^6$
22	Ti $3d^1$	23	V $3d^2$	24	Cr $3d^3$	25	Mn $3d^4$	$4s^2 3d^1$
25	Mn $3d^1$	26	Fe $3d^2$	27	Co $3d^3$	28	Ni $3d^4$	$4s^2 3d^4$
27	Co $3d^1$	28	Ni $3d^2$	29	Cu $3d^3$	30	Zn $3d^4$	$4s^2 3d^6$
31	Ga $4p^1$	32	Ge $4p^2$	33	As $4p^3$	34	Se $4p^4$	$4s^2 3d^{10}$
35	Br $4p^1$	36	Kr $4p^2$	37	Rb $4p^2 5s^1$	38	Sr $4p^2 5s^2$	$4s^2 4p^4$
39	Y $4d^1$	40	Zr $4d^2$	41	Nb $4d^3$	42	Mo $4d^4$	$5s^2 4p^6$
40	Zr $4d^1$	41	Nb $4d^2$	42	Mo $4d^3$	43	Tc $4d^4$	$5s^2 4d^1$
43	Tc $4d^1$	44	Ru $4d^2$	45	Rh $4d^3$	46	Pd $4d^4$	$5s^2 4d^4$
45	Rh $5d^1$	46	Pd $4d^2$	47	Ag $4d^3$	48	Cd $4d^4$	$5s^2 4d^6$
49	In $5p^1$	50	Sn $5p^2$	51	Sb $5p^3$	52	Te $5p^4$	$5s^2 4d^{10}$
53	I $5p^1$	54	Xe $5p^2$	55	Cs $5p^2 6s^1$	56	Ba $5p^2 6s^2$	$5s^2 5p^4$
57	La $5d^1$	58	Ce $4f^2$	59	Pr $4f^3$	60	Nd $4f^4$	$5s^2 5p^6 6s^2$
		61	Pm $4f^2$	62	Sm $4f^3$	63	Eu $4f^4$	$4f^3 5s^2 5p^6 6s^2$
64	Gd $5d^1$	65	Tb $4f^2$	66	Dy $4f^3$	67	Ho $4f^4$	$4f^7 5s^2 5p^6 6s^2$
		68	Er $4f^2$	69	Tm $4f^3$	70	Yb $4f^4$	$4f^{10} 5s^2 5p^6 6s^2$
71	Lu $5d^1$	72	Hf $5d^2$	73	Ta $5d^3$	74	W $5d^4$	$4f^{14} 5s^2 5p^6 6s^2$
72	Hf $5d^1$	73	Ta $5d^2$	74	W $5d^3$	75	Re $5d^4$	$6s^2 5d^1$
75	Re $5d^1$	76	Os $5d^2$	77	Ir $5d^3$	78	Pt $5d^4$	$6s^2 5d^4$
77	Ir $5d^1$	78	Pt $5d^2$	79	Au $5d^3$	80	Hg $5d^4$	$6s^2 5d^6$
81	Tl $6p^1$	82	Pb $6p^2$	83	Bi $6p^3$	84	Po $6p^4$	$6s^2 5d^{10}$
85	At $6p^1$	86	Rn $6p^2$	87	Er $6p^2 7s^1$	88	Ra $6p^2 7s^2$	$6s^2 6p^4$
89	Ac $6d^1$	90	Th $6d^2$	91	Pa $5f^2 6d^1$	92	U $5f^3 6d^1$	$6s^2 6p^6 7s^2$
		93	Np $5f^2$	94	Pu $5f^3$	95	Am $5f^4$	$5f^3 6s^2 6p^6 7s^2$
96	Cm $6d^1$	97	Bk $5f^2$	98	Cf $5f^3$	99	Es $5f^4$	$5f^7 6s^2 6p^6 7s^2$
		100	Fm $5f^2$	101	Md $5f^3$	102	No $5f^4$	$5f^{10} 6s^2 6p^6 7s^2$
103	Lr $6d^1$	104	Ku $6d^2$	105	Ns $6d^3$	106	$6d^4$	$5f^{14} 6s^2 6p^6 7s^2$

ческую природу лучше, чем положение в главных периодах. Примерами могут служить таллий, свинец, висмут, валентность которых, отвечающая дополнительному периоду (I, II и III соответственно), более свойственна этим элементам, чем валентность, равная номерам групп главного периода — III, IV и V. Однако в целом стабильность окислительного состояния элементов, отражаемая дополнительными периодами, ниже, чем стабильность степеней окисления элементов в главных периодах. Как и главная периодичность, обусловленная формированием стабильных электронных конфигураций благородных газов ( $1s^2, 2s^2 2p^6, 3s^2 3p^6$  и т.д.), эта дополнительная периодическая закономерность отражает частичную стабилизацию завершенных электронов оболочек типа бериллия ( $1s^2 2s^2$ ), магния ( $2p^6 3s^2$ ), цинка ( $3d^{10} 4s^2$ ), кадмия ( $4d^{10} 5s^2$ ) и ртути ( $5d^{10} 6s^2$ ), на которых соответственно формируются орбитали:  $2p, 3p, 4p, 5p$  и  $6p$ .

Корреляции свойств элементов по подгруппам устанавливают их соответствия, важные для геохимии. В I группе намечается сближение свойств одновалентных элементов — индия и таллия — со свойствами щелочных металлов, которое в основном определяет их геохимическое поведение. Нахождение алюминия в I группе элементов (см. табл. 3) подчеркивает возможности его переноса в восстановительных условиях в виде монофторидов и монохлоридов (AlF, AlCl), например, при восходящей флюидной миграции элементов из мантии Земли. С ними может быть связано осаждение самородного алюминия, как предполагалось Е.Г. Осадчим, В.И. Сорокиным и другими исследователями. Находки самородного алюминия известны на месторождениях, связанных с галогенидным переносом металлов, например на ртутном месторождении Никитовка (УССР). Алюминий в одновалентном состоянии может входить также в состав минералов, сформировавшихся в сильно восстановительных условиях, что, как кажется, еще недостаточно учитывается в минералогии.

Для II группы важно подчеркнуть близость свойств цинка двухвалентного свинца, которой обусловлена их совместная концентрация в эндогенных процессах. Ассоциация свинца и цинка очень устойчива в процессах рудообразования, составляя совместно с медью основу полиметаллического сульфидного оруденения. Эта ассоциация, возникающая в низкотемпературных гидротермальных условиях, обособлена от другой устойчивой ассоциации никеля, палладия, платины, которые также совместно с медью концентрируются в высокотемпературных условиях в связи с развитием гипербазитового магматизма.

В III группе элементов обособляются следующие ряды элементов: As—Sb—Bi, Cu—Ag—Au, Cr—Mo—W, которыми определяются их стабильные валентные состояния и природные ассоциации металлов. Важно подчеркнуть, что для мышьяка, сурьмы, висмута характерно именно трехвалентное состояние в процессах природного минералообразования, в котором их свойства близки свойствам золота и серебра, входящих с ними в устойчивый парагенезис.

К IV группе относятся элементы O—S—Se—Te—Po, перечисленные в порядке повышения стабильности их группового четырехвалентного состояния, которое неизвестно только для кислорода ( $SO_2, SeO_2, TeO_2, PoO_2$ ).

В табл. 4 приводится общая система экстремальных состояний химических элементов, определяющая минимальные и максимальные значения атомных (нулевая группа) и ионных радиусов, исходя из периодичности изменения их электронной структуры. Эти теоретические экстремальные позиции элементов в общем хорошо соответствуют эмпирическому материалу, хотя имеются отдельные отклонения. Так, в общей перио-

Таблица 4

Периодическая система экстремумов – максимумов (max) и минимумов (min) атомных и ионных радиусов химических элементов

Экс-тре-мумы	Групповая валентность																	
	0		I		II		III		IV		V		VI		VII		VIII	
min				1 H		2 He		3 Li		4 Be		5 B		6 C		7 N		8 O
max	2 He	4 Be	3 Li	5 B	4 Be	6 C	5 B	7 N	6 C	8 O	7 N	9 F	8 O	10 Ne	9 F	11 Na	10 Ne	12 Mg
min	3 Li	8 O	4 Be	9 F	5 B	10 Ne	6 C	11 Na	7 N	12 Mg	8 O	13 Al	9 F	14 Si	10 Ne	15 P	11 Na	16 S
max	10 Ne	12 Mg	11 Na	13 Al	12 Mg	14 Si	13 Al	15 P	14 Si	16 S	15 P	17 Cl	16 S	18 Ar	17 Cl	19 K	18 Ar	20 Ca
min	11 Na	16 S	12 Mg	17 Cl	13 Al	18 Ar	14 Si	19 K	15 P	20 Ca	16 S	21 Sc	17 Cl	22 Ti	18 Ar	23 V	19 K	24 Cr
max	18 Ar	20 Ca	19 K	21 Sc	20 Ca	22 Ti	21 Sc	23 V	22 Ti	24 Cr	23 V	25 Mn	24 Cr		25 Mn		26 Fe	
min	19 K	24 Cr	20 Ca	25 Mn	21 Sc	26 Fe	22 Ti		23 V		24 Cr		25 Mn		26 Fe			
max		25 Mn		26 Fe		27 Co		28 Ni		29 Cu		30 Zn		31 Ga		32 Ge		33 As
min	26 Fe	26 Fe	27 Co	27 Co	28 Ni	28 Ni	29 Cu	29 Cu		30 Zn		31 Ga		32 Ge		33 As		34 Se
max	28 Ni	30 Zn	29 Cu	31 Ga	30 Zn	32 Ge	31 Ga	33 As	32 Ge	34 Se	33 As	35 Br	34 Se	36 Kr	35 Br	37 Rb	36 Kr	38 Sr
min	29 Cu	34 Se	30 Zn	35 Br	31 Ga	36 Kr	32 Ge	37 Rb	33 As	38 Sr	34 Se	39 Y	35 Br	40 Zr	36 Kr	41 Nb	37 Rb	42 Mo
max	36 Kr	38 Sr	37 Rb	39 Y	38 Sr	40 Zr	39 Y	41 Nb	40 Zr	42 Mo	41 Nb	43 Tc	42 Mo		43 Tc		44 Ru	
min	37 Rb	42 Mo	38 Sr	43 Tc	39 Y	44 Ru	40 Zr		41 Nb		42 Mo		43 Tc		44 Ru			
max		43 Tc		44 Ru		45 Rh		46 Pd		47 Ag		48 Cd		49 In		50 Sn		51 Sb
min	44 Ru	44 Ru	45 Rh	45 Rh	46 Pd	46 Pd	47 Ag	47 Ag		48 Cd		49 In		50 Sn		51 Sb		52 Te
max	46 Pd	48 Cd	47 Ag	49 In	48 Cd	50 Sn	49 In	51 Sb	50 Sn	52 Te	51 Sb	53 I	52 Te	54 Xe	53 I	55 Cs	54 Xe	56 Ba

min	47 Ag	52 Te	48 Cd	53 I	49 In	54 Xe	50 Sn	55 Cs	51 Sb	56 Ba	52 Te	57 La	53 I	58 Ce	54 Xe	59 Pr	55 Cs	
max	54 Xe	56 Ba	55 Cs	57 La	56 Ba	58 Ce	57 La	59 Pr	58 Ce	60 Nd	59 Pr	61 Pm	60 Nd	62 Sm	61 Pm	63 Eu		
min	55 Cs	59 Pr	56 Ba	60 Nd	57 La	61 Pm	58 Ce	62 Sm	59 Pr	63 Eu	60 Nd	64 Gd	61 Pm	65 Tb	62 Sm	66 Dy		
max	61 Pm	63 Eu	62 Sm	64 Gd	63 Eu	65 Tb	64 Gd	66 Dy	65 Tb	67 Ho	66 Dy	68 Er	67 Ho	69 Tm	68 Er	70 Yb		
min	62 Sm	66 Dy	63 Eu	67 Ho	64 Gd	68 Er	65 Tb	69 Tm	66 Dy	70 Yb	67 Ho	71 Lu	68 Er	72 Hf	69 Tm	73 Ta		74 W
max	68 Er	70 Yb	69 Tm	71 Lu	70 Yb	72 Hf	71 Lu	73 Ta	72 Hf	74 W	73 Ta	75 Re	74 W		75 Re		76 Os	
min	69 Tm	74 W	70 Yb	75 Re	71 Lu	76 Os	72 Hf		73 Ta		74 W		75 Re		76 Os			
max		75 Re		76 Os		77 Ir		78 Pt		79 Au		80 Hg						
min	76 Os	76 Os	77 Ir	77 Ir	78 Pt	78 Pt	79 Au	79 Au		80 Hg		81 Tl		82 Pb		83 Bi		84 Po
max	78 Pt	80 Hg	79 Au	81 Tl	80 Hg	82 Pb	81 Tl	83 Bi	82 Pb	84 Po	83 Bi	85 At	84 Po	86 Rn	85 At	87 Fr	86 Rn	88 Ra
min	79 Au	84 Po	80 Hg	85 At	81 Tl	86 Rn	82 Pb	87 Fr	83 Bi	88 Ra	84 Po	89 Ac	85 At	90 Th	86 Rn	91 Pa	87 Fr	
max	86 Rn	88 Ra	87 Fr	89 Ac	88 Ra	90 Th	89 Ac	91 Pa	90 Th	92 U	91 Pa	93 Np	92 U	94 Pu	93 Np	95 Am		
min	87 Fr	91 Pa	88 Ra	92 U	89 Ac	93 Np	90 Th	94 Pu	91 Pa	95 Am	92 U	96 Cm	93 Np	97 Bk	94 Pu	98 Cf		
max	93 Np	95 Am	94 Pu	96 Cm	95 Am	97 Bk	96 Cm	98 Cf	97 Bk	99 Es	98 Cf	100 Fm	99 Es	101 Md	100 Fm	102 No		
min	94 Pu	98 Cf	95 Am	99 Es	96 Cm	100 Fm	97 Bk	101 Md	98 Cf	102 No	99 Es	103 Lr	100 Fm	104 Ku	101 Md	105 Ns		106
max	100 Fm	102 No	101 Md	103 Lr	102 No	104 Ku	103 Lr	105 Ns	104 Ku	106	105 Ns	107	106		107			
min	101 Md	106	102 No	107	103 Lr	108	104 Ku		105 Ns		106		107		108			

Примечание. В каждой группе левые столбцы охватывают главные максимумы (Li<sup>+</sup>, Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup> и др.) и дополнительные минимумы (Be<sup>+</sup>, Mg<sup>+</sup>, Ca<sup>+</sup> и др.) элементов, а правые столбцы – их главные минимумы (H<sup>+</sup>, F<sup>+</sup>, Cl<sup>+</sup> и др.) и дополнительные максимумы (B<sup>+</sup>, Al<sup>+</sup>, Sc<sup>+</sup> и др.).

дичности изменения атомных радиусов, которая рассматривалась нами ранее [12], максимальные позиции занимают щелочные материалы, тогда как теоретически главные максимумы атомных радиусов должны приходиться на благородные газы.

В общей системе химических элементов (табл. 1–4) наглядно выражено различие рядов элементов, характеризующихся минимальными и максимальными значениями их ионных радиусов. В группе одновалентных элементов, например, наиболее глубокие минимумы соответствуют галогенам и водороду, радиусы катионов которых монотонно понижаются в последовательности  $At^+ - I^+ - Br^+ - Cl^+ - F^+ - H^+$ , что коррелируется с последовательным нарастанием стабильности соответствующих химических соединений (в скобках приводятся величины  $\Delta H_{298}^0$  и  $\Delta G_{298}^0$  образования газообразных окислов соответственно, в кДж):  $Cl_2O$  (+75,8 и +90,4) —  $F_2O$  (–18,4 и 1,2) —  $H_2O$  (–242,0 и –229,4). Быстрое монотонное понижение свободной энергии образования этих соединений отражает усиление прочности связи элементов с кислородом, стабилизацию их катионного строения (с последовательным уменьшением размера катионов). Стабильность же анионного состояния в этом ряду элементов проходит через максимум, приходящийся на HF, о чем можно судить по энергиям диссоциации соответствующих газовых молекул [6]:  $H_2$  — 432,5 кДж, HF — 566,1, HCl = 427,9, HBr = 362,6, HI = 294,8 кДж. Наибольшая стабильность гидридов (HF) соответствует минимуму анионных радиусов этих элементов:  $H^- = 1,36$ ,  $F^- = 1,33$  (минимум),  $Cl^- = 1,81$ ,  $Br^- = 1,96$ ,  $I^- = 2,20$ .

Катионные корреляции выявляют обратную закономерность: максимумы ионных радиусов соответствуют наиболее стабильным положительным окислительным состояниям элементов. В общем же смещение максимумов и минимумов по мере повышения степени окисления элементов I–II–III–IV обрисовывает общую закономерность развития их электронной структуры в соответствии с периодическим законом.

Подгруппы элементов обычно принято выделять по сходству внешней электронной конфигурации, определяющему их групповую принадлежность в периодической системе. Так, трехвалентные и четырехвалентные элементы принято разделять на такие подгруппы: B ( $2s^2 2p^1$ ) — Al ( $3s^2 3p^1$ ) — Ga ( $4s^2 4p^1$ ) — In ( $5s^2 5p^1$ ) — Tl ( $6s^2 6p^1$ ) и Sc ( $3d^1 4s^2$ ) — Y ( $4d^1 5s^2$ ) — La ( $5d^1 6s^2$ ) — Ac ( $6d^1 7s^2$ ); C ( $2s^2 2p^2$ ) — Si ( $3s^2 3p^2$ ) — Ge ( $4s^2 4p^2$ ) — Sn ( $5s^2 5p^2$ ) — Pb ( $5s^2 5p^2$ ) и Ti ( $3d^2 4s^2$ ) — Zr ( $4d^2 5s^2$ ) — Hf ( $5d^2 6s^2$ ) — Cu ( $6d^2 7s^2$ ).

Однако по ионным радиусам перечисленных элементов они входят в ионные корреляции, соответствующие типам конфигурационных основ периодов: периоды типа  $s^2 p^2$  ( $B^{3+} - Al^{3+} - Sc^{3+} - Y^{3+} - La^{3+} - Ac^{3+}$  и  $C^{4+} - Si^{4+} - Ti^{4+} - Zr^{4+} - Ce^{4+} - Th^{4+}$ ), периоды типа  $s^2 p^6 d^{10}$  ( $Ga^{3+} - In^{3+} - Tl^{3+}$  и  $Ge^{4+} - Sn^{4+} - Pb^{4+}$ ), периоды типа  $f^7 (14) s^2 p^6$  ( $Gd^{3+} - Lu^{3+}$  и  $Tb^{4+} - Hf^{4+}$ ). При этом в единые корреляционные зависимости входят элементы, с одной стороны, с различной внешней (валентной) электронной конфигурацией, определяющей групповое положение элементов, и, с другой — к различным подгруппам относятся элементы с одинаковым строением внешних орбиталей. Это естественно, так как элементы в ионизированном состоянии, терявшие валентные электроны внешних оболочек, различаются только электронным строением более глубоких частей их атомной структуры — их конфигурационными основами (электронными структурами ионов групповой валентности). Элементы, отвечающие конфигурационным основам периодов типа оболочек благородных газов, наиболее стабильны в групповом окислительном состоянии. Они образуют ряд экст-

ремумов (максимумов) с особенно быстрым возрастанием ионных радиусов с увеличением порядковых номеров элементов. Другой тип максимумов характеризуется аналогичной зависимостью, но резко пониженной стабильностью группового окислительного состояния элементов. Он представлен двумя рядами элементов (например, в I группе): В ( $2p^1$ )—Al ( $3p^1$ ) и Sc ( $3d^1$ )—Y ( $4d^1$ )—La, Gd, Lu ( $5d^1$ )—Ac, Cm, Lr ( $6d^1$ ). В первом ряду в одновалентном состоянии известен только алюминий, а во втором ряду одновалентное состояние элементов, по-видимому, полностью нестабильно в обычных условиях, что связано с экранированием  $d$ -орбитали (с одним валентным электроном) заполненной внешней  $s$ -орбиталью: Sc ( $3d^1 4s^2$ )—Y ( $4d^1 5s^2$ )—La ( $5d^1 6s^2$ ) и др. Однако в сильно восстановительной обстановке возможны стабилизация электронов на внешней  $s$ -орбитали (образование стабильных оболочек  $s^2 p^6 s^2$  типа бария) и ионизация элементов в результате потери  $d$ -электрона. Во всяком случае в группе редких земель и их тяжелых аналогов (№ 90—103) достижение одновалентного состояния (с соответствующим сближением их свойств со свойствами щелочных металлов, таллия, индия) наиболее вероятно для перечисленных выше элементов, содержащих орбитали  $5d^1$  и  $6d^1$ . Это электронное строение элементов повторяется с периодичностью в 7 номеров: 57—64—71 и 89—96—103. Ограничена стабильность группового окислительного состояния и более высоких степеней окисления элементов рассматриваемой подгруппы ( $\text{Ce}^{2+}$ — $\text{Si}^{2+}$ — $\text{Ti}^{2+}$ — $\text{Zr}^{2+}$ — $\text{Ce}^{2+}$ — $\text{Th}^{2+}$  и др.). Переход к конфигурационной основе  $d^{10}s^2$  сопровождается уплотнением атомной структуры элементов (так называемое  $d$ -сжатие) и стабилизацией группового окислительного состояния:  $\text{Ti}^+$ — $\text{In}^+$ — $\text{Ga}^+$ ,  $\text{Pb}^{2+}$ — $\text{Sn}^{2+}$ — $\text{Ge}^{2+}$ ,  $\text{Bi}^{3+}$ — $\text{Sb}^{3+}$ — $\text{As}^{3+}$  и др. Еще нагляднее этот эффект  $d$ -сжатия проявляется при переходе к подгруппе  $s^2 p^2 d^{10}$  при сопоставлении ее с подгруппой  $s^2 p^6$ , например в рядах элементов III группы: В—Al—Sc—Y—La—Ac и Ga—In—Tl. Вследствие этого эффекта имеет место сближение свойств элементов, резко различных по атомному весу (порядковому номеру), в данном примере — алюминия (атомный вес 27) и галлия (атомный вес 70), практически одинаковых по величинам ионных радиусов. Этим обусловлены сходное геохимическое поведение галлия и алюминия и изоморфизм этих элементов в минералах.

Следующий важный эффект сближения ионных радиусов элементов, далеко отстоящих друг от друга по порядковым номерам, связан с развитием в атомной структуре элементов орбиталей  $4f$  и  $5f$ . Этот эффект был обнаружен В.М. Гольдшмидтом [22] в группе трехвалентных редкоземельных элементов (лантаноидов) и был назван им лантаноидным сжатием. Влияние  $f$ -орбиталей на атомную структуру элементов ( $f$ -сжатие) проявляется тем сильнее, чем больше масса атомов, вследствие чего ионные радиусы элементов понижаются с увеличением их порядковых номеров. В группе двухвалентных элементов зависимость этого типа наглядно представлена в ряду максимумов Ba ( $6s^2$ )—Eu ( $6s^2$ )—Yb ( $6s^2$ ), характеризующихся быстрым понижением ионного радиуса (1,38—0,95—0,86) с увеличением атомного веса элементов. В результате  $f$ -сжатия по величине ионного радиуса европий сближается с значительно более легким щелочноземельным элементом стронция, что определяет геохимию европия, который выделяется в ряду других редкоземельных элементов наиболее легкой восстанавливаемостью до двухвалентного состояния (в соответствии с его положением во II группе периодической системы). В восстановительных условиях европий накапливается совместно со стронцием в составе плагиоклаза, замещая кальций, и фракционируется от других редкоземельных элементов (так называемая аномалия распространен-

ности европия, фиксирующая сильно восстановительные условия магматической дифференциации).

В группе трехвалентных элементов прослеживается аналогичный ряд  $La(5d^1 6s^2) - Gd(5d^1 6s^2) - Lu(5d^1 6s^2)$ , в котором ионный радиус элементов значительно понижается с ростом их атомных весов вследствие аналогичного эффекта  $d$ -сжатия. В результате свойства наиболее тяжелых редких земель (атомный вес 157 — 175) сближаются со свойствами относительно легких элементов — иттрия (ат.вес 89) и скандия (ат.вес 45). Это так называемые иттриевые редкие земли, отличающиеся от других редкоземельных элементов меньшей основностью и другими свойствами, определяющими специфику их геохимического поведения.

В группе четырехвалентных элементов прослеживаются аналогичные закономерности, обусловленные эффектом интенсивного  $f$ -сжатия атомной структуры, в ряду  $Ce-Tb-Hf$ . В результате ионный радиус такого тяжелого элемента, как гафний (ат.вес 178), близок к радиусу относительно легкого циркония (ат.вес 91). Это сходство распространяется также на химические свойства этих элементов, что определяет их совместное накопление в эндогенных процессах. Указанное сходство определяется, таким образом, принципиальным различием циркония и гафния по конфигурационной основе их периодов  $Zr(4s^2 4p^6)$ ,  $Hf(4f^{14} 5s^2 5p^6)$ , вследствие чего гафний выпадает благодаря эффекту  $f$ -сжатия из "циркониевой" корреляции химических свойств элементов  $C-Si-Ti-Zr-Ce-Th$ , относясь к иному корреляционному ряду  $Ce-Tb-Hf$ .

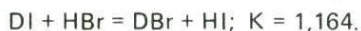
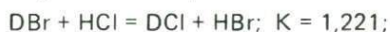
Аналогичные соотношения прослеживаются в V группе (ряд  $f$ -сжатия:  $Pr-Dy-Ta$ , сближение свойств тантала со свойствами ниобия), в VI группе (ряд  $Nd-Ho-W$ , сближение свойств вольфрама со свойствами молибдена) и др. [19].

Приведенные данные показывают, что эффектами  $f$ -сжатия и  $d$ -сжатия объясняется сходство по свойствам и ионным радиусам таких далеких друг от друга по порядковым номерам элементов, как стронций и европий, иттрий и гадолиний, цирконий и гафний, ниобий и тантал, молибден и вольфрам. Перечисленные элементы даже более сходны, чем такие близкие элементы, как кальций и стронций, скандий и иттрий, тантан и цирконий, ванадий и ниобий, хром и молибден и др., которые более значительно различаются по свойствам и величинам ионных радиусов.

Общая периодичность изменения свойств элементов, представленная в табл. 4, является, таким образом, сложной, образованной сочетанием четырех периодических систем их экстремальных позиций (двух систем максимумов и двух систем минимумов). Периодическая система Д.И. Менделеева, модифицированный вариант которой представлен в табл. 1 и 2, является в этой совокупности частной системой, представляющей главные максимумы ионных радиусов химических элементов. Ей отвечает система главных минимумов атомных и ионных радиусов элементов, к которой относятся водород и гелий, являющиеся аналогами соответственно галогенов и других благородных газов. К этим двум главным периодическим системам химических элементов добавляются дополнительные системы максимумов и минимумов, играющие подчиненную роль. Максимальные позиции элементов (по ионным радиусам) отражают их наиболее устойчивые положительные валентные состояния в химических соединениях. Минимальные позиции, наоборот, характеризуют крайнюю неустойчивость соответствующего положительного валентного состояния элементов, связанную с особенно сильной их тенденцией к приобретению электронов.

Каждый химический элемент представляет в общем случае совокуп-

ность атомов (изотопов), одинаковых по заряду ядра, но различающихся по массе. Как было показано в другой работе [12], для элементов, структура которых не осложнена сильными эффектами *d*-сжатия и *f*-сжатия, прослеживается симбатность (однаправленность) изменения свойств элементов в корреляциях протонного и нейтронного типов: изменение числа нейтронов в атомной структуре элементов ведет к изменению их свойств в том же направлении, что и изменение числа протонов, но, естественно, в меньших масштабах. Например, переход водород – гелий (протонная корреляция) сопровождается сильным увеличением потенциалов ионизации элементов [6]: H = 13,6 эВ, He = 24,6 эВ. Аналогично, хотя в несравнимо меньшей степени возрастают потенциалы ионизации с увеличением в атомах числа нейтронов в рядах изотопов (в эВ); легкий водород (протий, H = 13,59857) – дейтерий (D = 13,60227) – тритий (T = 13,60350) или легкий гелий (<sup>3</sup>He = 24,5863) – тяжелый гелий (<sup>4</sup>He = 24,58764). Поскольку электросродство и потенциалы ионизации элементов находятся в обратной корреляции с размерами их атомов и положительных ионов (минимумы электросродства элементов отвечают максимумам ионных и атомных радиусов, рис. 1 [10, 11]), можно полагать, что в этих рядах изотопов увеличение массы их ядра коррелируется с уменьшением радиусов их атомов и ионов. Критерием правильности этого вывода может служить специфика фазового распределения изотопов. В данном случае показательны следующие обменные реакции (константы K для T = 298K) :



Указанное значение констант реакций [24], вычисленных по спектроскопическим данным, свидетельствует о смещенности реакций вправо. Это отражает давно известный в химии и минералогии [18] принцип, согласно которому устойчивой комбинацией является сочетание более сильного основания (в данных реакциях водорода) с более сильными кислотными элементами (бромом, иодом) и более слабого основания (дейтерия) с более слабыми кислотными элементами (хлором, бромом). Размерное выражение этого принципа определяет устойчивую комбинацию более крупных катионов с более крупными анионами и более мелких катионов с более мелкими анионами. Относительно крупными анионами в этих соединениях являются иод и бром, а относительно мелкими – бром и хлор. Следовательно радиус иона дейтерия (D<sup>+</sup>) меньше радиуса иона водорода (H<sup>+</sup>).

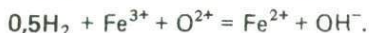
Остановимся в этом плане также на изотопах лития <sup>7</sup>LiH + <sup>6</sup>LiD = <sup>7</sup>LiD + <sup>6</sup>LiH; K = 1,004. Реакция характеризуется крайне малым, эффективным значением константы [24]. Это отражает слегка более прочные связи тяжелого изотопа лития с дейтерием (в данном случае анионом малого размера), а легкого – с водородом (более крупным анионом). Поэтому можно полагать, что ионный радиус тяжелого изотопа лития (<sup>7</sup>Li<sup>+</sup>) слегка меньше радиуса иона его легкого изотопа (<sup>6</sup>Li<sup>+</sup>). Следовательно, и в этом случае увеличение массы ядра приводит к уменьшению ионного радиуса, т.е. является фактором уплотнения атомной структуры (как и возрастание числа протонов).

## ОКИСЛИТЕЛЬНО-ВОССТАНОВИТЕЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ В СВЯЗИ С РЕЖИМОМ ЩЕЛОЧНОСТИ

Условия высокой щелочности способствуют окислению и представляют среду, благоприятную для концентрации элементов с очень высоким химическим сродством к кислороду, имеющих высокие степени окисления в нормальном состоянии (табл. 1): U(VI) – P, Nb, Ta (V) – Ti, Zr, Hf (IV). Но и все другие металлы, степень окисления которых не достигает таких высоких значений, подобные железу (нормальное окислительное состояние железа равно II и III табл. 1 и 3), в щелочных горных породах находятся обычно в высокоокисленном состоянии, в связи с чем сложилось мнение о непосредственном прямом влиянии щелочности на степень окисления металлов переменной валентности. Эту зависимость принято выражать на диаграммах Eh–pH. Она отвечает постоянству окислительного (электронного) потенциала, который, согласно Д.С. Коржинскому [7], может буферизоваться в процессах минералообразования ионными отношениями в растворах типа  $Cl^-/0,5Cl_2$ . Соответствующая реакция  $0,5H_2 + 0,5Cl_2 = Cl^- + H^+$  и ее константа равновесия  $\Delta G_T^0 = 0,5\mu_{H_2}^p + 2,303RT (pH - \lg Cl^-/0,5Cl_2)$  показывают, что при постоянстве  $\lg Cl^-/0,5Cl_2$  щелочность ( $pH = -\lg H^+$ ) и химический потенциал водорода ( $\mu_{H_2}^p = RT \lg P_{H_2}$ ) находятся в обратной взаимной зависимости. Соответственно в щелочной обстановке флюиды должны быть в сильно окисленном состоянии. Однако в щелочных (фельдшпатоидных) магматических комплексах высокая щелочность сочетается с водородным характером спровождающих их флюидов. Это отражает независимость параметров  $\mu_{H_2}^p$  и pH, при которой окислительно-восстановительные превращения минералов не зависят от щелочности. В водных растворах отношения  $H_2/H_2O$  (или значения  $\mu_{H_2}^p$  при постоянстве  $\mu_{H_2O}^p$ ), отвечающие окислительно-восстановительным равновесиям, например, минералов железа (рис. 3, табл. 5), одинаковы в кислых и щелочных растворах. Они вычисляются из свободной энергии реакции ( $\Delta G_T^0$ ) по формуле:

$$\Delta G_T^0 = \mu_{H_2O}^p - \mu_{H_2}^p,$$

где относительный химический потенциал воды ( $\mu_{H_2O}^p = RT \ln P_{H_2O}$ ) при стандартном ее давлении равен нулю, а при  $P_{H_2O} = 100$  МПа ( $T = 1000$ К) определяется по табличным данным:  $\mu_{H_2O}^p = 55,60$  кДж. На диаграмме также показано (по расчетам в табл. 6), что, в отличие от окислительно-восстановительных равновесий, отношение химических активностей ионов металлов различной валентности ( $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  и др.) зависит не только от общего окислительного состояния ( $H_2/H_2O$ ), но и от щелочности растворов и расплавов (pH). Характер этой зависимости часто решается исследователями исходя из традиционных представлений о том, что возрастание щелочности, способствуя окислению элементов, должно усиливать роль окисленных ионных форм металлов ( $Fe^{3+}$  и др.) относительно восстановленных ( $Fe^{2+}$  и др.). Такой вариант выражения зависимости степени окисления железа от щелочности предлагается Бернэмом применительно к силикатным магмам на основе реакции:



Из этой реакции, как полагает Бернэм, следует, что повышение химической активности  $OH^-$  (щелочности, pH) должно сдвигать равновесие в сторону увеличения отношения окисного железа к закисному, что справед-

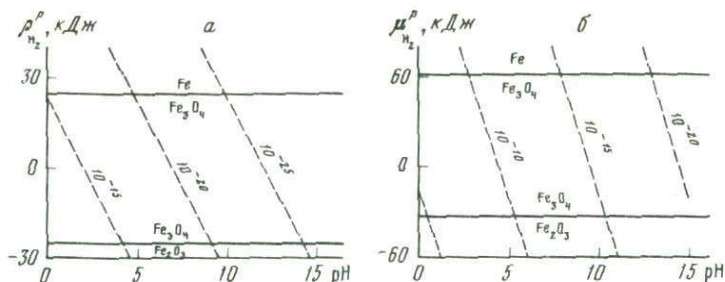


Рис. 3. Равновесия минералов железа (сплошные линии, (табл. 5) и соотношение активностей ионов  $Fe^{3+}$  и  $Fe^{2+}$  в растворах (пунктирные линии, табл. 6.) на диаграммах: относительный химический потенциал водорода  $\mu_{H_2}^P$  — щелочности (pH)

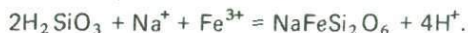
а — для стандартных условий ( $P_{H_2O} = 0,1 \text{ МПа}$ ;  $T = 298 \text{ К}$ ); б — при высокой температуре ( $P_{H_2O} = 100 \text{ МПа}$ ,  $T = 1000 \text{ К}$ )

ливо только при нереальном условии постоянства химической активности  $O^2$ . При возрастании щелочности эта величина также должна увеличиваться и смещать реакцию вправо с соответствующим понижением отношения ионов окисного железа к закисному.

Реальная зависимость отношения  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  от щелочности расплавов и растворов (табл. 6) определяется реакцией:  $Fe^{2+} + H^+ = Fe^{3+} + 0,5H_2$ . Согласно этой реакции возрастание щелочности ( $pH = -\ln Q_{H^+}$ ), как и давление водорода, относится к факторам, понижающим  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  отношение в магмах и гидротермальных растворах. Следовательно, кислотная среда, богатая ионами водорода, должна усиливать роль ионов высших степеней окисления металлов. Количественно эта зависимость окислительного состояния ионов железа определяется термодинамическим выражением константы приведенной выше реакции:

$$\Delta G_T^0 = -0,5\mu_{H_2}^P - 2,303 RT (pH + \lg Fe^{3+}/Fe^{2+}),$$

где  $\Delta G_T^0$  — свободная энергия реакции,  $\mu_{H_2}^P$  — относительный химический потенциал водорода, определяемый его термодинамическим давлением. Отображенное на рисунке влияние щелочности на соотношение окисленной и восстановленной форм ионов железа в растворах отражает сложность процессов образования щелочных минералов, таких, как эгирин, в которые металлы входят в высоких степенях окисления. Так, реакцию кристаллизации эгирина из щелочных расплавов можно упрощенно представить как процесс замещения водорода метакремниевой кислоты натрием и железом:



Ионы водорода в процессе удаляются из системы, что и определяет щелочную его направленность (возрастание pH смещает реакцию вправо). Но повышение щелочности расплава (удаление из него протонов) вызывает переход ионов трехвалентного железа в ионы двухвалентного железа ( $Fe^{3+} + 0,5H_2 = Fe^{2+} + H^+$ ), что снижает активность  $Fe^{3+}$  и препятствует образованию эгирина.

Комбинация рассмотренных реакций дает следующее суммарное выражение процесса образования эгирина:



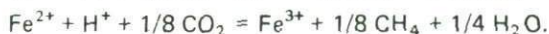
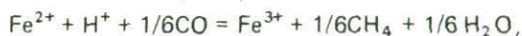
**Таблица 5**  
**Термодинамические показатели равновесий минералов железа**

Реакция	$\Delta G_T^0$ , кДж		$P_{H_2O}$ , МПа	$\mu_{H_2}^P$ , кДж
	298K	1000K		
$2Fe_3O_4 + H_2O = 3Fe_2O_3 + H_2$	25,652	88,563	0,1	- 25,652
	-	32,962	100	- 32,962
$3/4Fe + H_2O = 1/4Fe_3O_4 + H_2$	- 24,572	- 4,802	0,1	24,572
	-	- 60,402	100	60,402

**Таблица 6**  
**Термодинамические характеристики реакции  $Fe^{2+} + H^+ = Fe^{3+} + 0,5H_2$  при температурах 298 и 1000К**

$\Delta G_{298}^0 = 74,27$ кДж; $P_{H_2O} = 0,1$ МПа			$\Delta G_{1000}^0 = 106,845$ кДж; $P_{H_2O} = 100$ МПа		
$Fe^{3+}/Fe^{2+}$	$\mu_{H_2}$	pH	$Fe^{3+}/Fe^{2+}$	$\mu_{H_2}$	pH
$10^{-1.5}$	- 20	3,746	$10^{-6}$	- 40	0,467
$10^{-1.5}$	20	0,244	$10^{-1.0}$	- 40	5,467
$10^{-2.0}$	- 20	8,746	$10^{-1.0}$	40	3,379
$10^{-2.0}$	20	5,244	$10^{-1.5}$	- 40	10,467
$10^{-2.5}$	- 20	13,746	$10^{-1.5}$	40	8,379
$10^{-2.5}$	20	10,244	$10^{-2.0}$	40	13,379

Оно отвечает реальным соотношениям, поскольку ионы двухвалентного железа в растворах и расплавах доминируют над ионами трехвалентного железа (табл. 6, рис. 3). В этом суммарном выражении реакции образования эгирина сохраняется щелочная направленность процесса и наглядно отображен окислительный его характер (ему способствует понижение химической активности протона и молекулярного водорода). Эта реакция наглядно выражает важную геохимическую особенность кристаллизации щелочных минералов с высокой степенью окисления элементов в магмах, богатых одновременно щелочными металлами (щелочнометалльных, по Д.С. Коржинскому [7]) и галогенами (HCl, HF и др.), создающими среду, необходимую для поддержания химической активности высокозаряженных ионов ( $Fe^{3+}$  и др.) на достаточно высоком уровне. Их образование за счет ионов низкой валентности сопровождается выделением молекулярного водорода по реакции  $Fe^{2+} + H^+ = Fe^{3+} + 0,5H_2$ , что отчасти объясняет исключительную обогащенность щелочных магм водородными газами. В газах щелочных пород, помимо водорода ( $H_2$ ), широко распространены углеводороды ( $CH_4$  и др.) и другие восстановленные газы. Отношение углеводородов к ионам металлов различной валентности такое же, как и отношение водорода: они образуются в результате реакций ионов металлов с протоном совместно с более высокозаряженными ионами, например:



С учетом этих соотношений реакции образования эгирина в углекислых магмах представляются в следующем виде:



Комбинация этих реакций с рассмотренной выше реакцией кристаллизации эгирина  $2\text{H}_2\text{SiO}_3 + \text{Na}^+ + \text{Fe}^{2+} = \text{NaFeSi}_2\text{O}_6 + 3\text{H}^+ + 1/2\text{H}_2$ , сопровождающейся выделением молекулярного водорода, дает представление об общем сдвиге состава магматических газов, происходящем в результате этого процесса. Кристаллизационная дифференциация в данном случае должна приводить к интенсивному обогащению остаточных расплавов водородом и углеводородными газами, которые могут захватываться растущими минералами в виде включений. Все это создает неповторимую специфику щелочного магматизма, характеризующегося сочетанием высокоокисленных элементов в кристаллизующихся минералах с сильно восстановленными газами водородного и углеводородного состава.

Восстановительный характер ювенильных флюидов может быть усилен, следовательно, в очагах формирования щелочных магм посредством ионных реакций рассмотренного типа. Это объясняет специфику щелочного магматизма, отличающегося от других магматических проявлений высокой степенью восстановленности сопровождающих его флюидов.

Изложенные сложные соотношения кислотно-щелочных и окислительно-восстановительных процессов в растворах и расплавах еще раз подчеркивают необходимость конкретизации различных сторон широкого понятия "щелочность". В связи с этим представляется важным введение Д.С. Коржинским [7] таких конкретных химических характеристик щелочности—кислотности, как щелочнометальность, кремнекислотность и др. Эти понятия важны в раскрытии суммарной щелочности пород и минералов, определяемой на основе химического сродства к протону [11].

Следующий вопрос, непосредственно связанный с затронутой проблемой, касается форм нахождения металлов в растворах. Поскольку усиление кислотности способствует повышению заряда положительных ионов в растворах (см. рис. 3), в кислых галогенидных растворах обычно проявляются высокие валентные состояния металлов ( $\text{FeCl}_3$  и др.). Повышение валентности металлов способствует также вхождению металлов в хорошо растворимые анионные комплексы, однако стабилизации этих комплексов благоприятствует возрастание не кислотности, а щелочности. Поэтому наиболее оптимальный перенос рудных элементов в анионных комплексных соединениях осуществляется в растворах, богатых щелочными металлами и одновременно кислотами ( $\text{HCl}$ ,  $\text{HF}$ ,  $\text{H}_2\text{S}$  и др.), которые способствуют образованию высокозаряженных металлческих ионов, входящих в анионные комплексы. Помимо галогенов, в развитии щелочного магматизма важную роль играет углекислота, со спецификой влияния которой многие исследователи связывают происхождение фельдшпатоидных пород [8].

Флюидное воздействие на магматизм очень эффективно в части понижения температуры его развития и стимулирования собственно магматической дифференциации и особенно ликвации магмы, при которой отделяются силикатные, окисные, фосфатные, карбонатные, сульфатные, галогенидные расплавы, очень богатые флюидными компонентами, способные избирательно концентрировать в себе рудные металлы. Их содержания при ликвационном расщеплении магм возрастают нередко на несколько порядков, что экспериментально было показано для чиобия и тантала [13], фосфора [17], хрома, железа, титана, редких земель, [25] и многих других элементов.

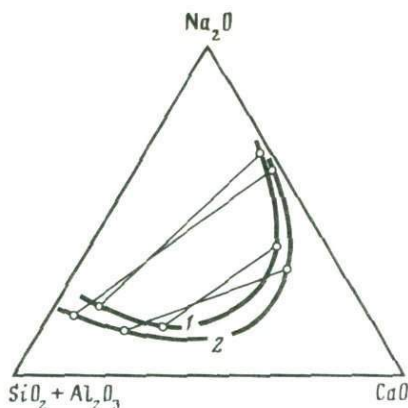


Рис. 4. Влияние давления ( $P_{CO_2}$ ) на область магматического расслоения (сольвус) фonoлит-карбонатит

$T = 1100^\circ C$ ; 1, 2 положение сольвуса: 1 — при давлении 70 МПа и 2 — 300 МПа; коннодами намечено соответствие составов [20]

Резко неравномерное фазовое распределение рудных металлов, возникающее при ликвации расплавов, отражает контрастность разделения флюидных и петрогенных элементов между ликвировавшими жидкими фазами. Это определяет обычную связь рудных месторождений с глубоко и контрастно дифференцированными

магматическими комплексами. В развитии магматизма флюидные рудоносные магмы отщепляются обычно на конечных стадиях и, характеризуясь более низкими по сравнению с материнскими породами температурами кристаллизации, всегда в той или иной мере совмещаются по времени кристаллизации с постмагматическими процессами метасоматоза. Рудный магматизм представляет по существу связующее звено между собственно магматическими и постмагматическими процессами, и наличие этого звена отличает рудоносные магматические комплексы от безрудных.

В месторождениях различного типа рудный магматизм может занимать неодинаковое положение относительно процессов формирования материнских интрузивов, в одних случаях почти совпадая с ними, в других — во все большей мере смещаясь в постмагматическую область высокотемпературных, среднетемпературных и даже низкотемпературных метасоматических процессов.

Отделение флюидных магм, способных концентрировать в себе рудные металлы, происходит тем эффективнее, чем выше флюидное давление. Рассмотрим это (рис. 4) на примере карбонатитов. Отщепление карбонатитовых расплавов от фельдшпатоидных силикатных магм происходит как при умеренном (70 МПа), так и при высоком (300–700 МПа) давлении  $CO_2$ . Возрастание флюидного давления эффективно расширяет область магматического расщепления, влияя также на состав сосуществующих жидких фаз. Повышение давления  $CO_2$  в данном случае приводит к понижению в нормативном составе карбонатитового расплава щелочных карбонатов относительно кальцита. Обособление карбонатного расплава в природных магматических системах сопровождается концентрацией в нем фосфора, редких земель, лития, урана, тория, ниобия и многих других элементов, определяющих металлогеническую специфику карбонатитового магматизма.

Рудные месторождения в карбонатитах очень тесно связаны материнскими горными породами — уртитам, ийолитами, мельтейгитами, нефелиновыми сиенитами, входящими в ассоциацию с ультраосновными породами. Состав карбонатитов и характер оруденения непосредственно коррелируются с петрохимическими особенностями всех этих пород в связи с тем, что карбонатитовые расплавы различного типа отщепляются от фельдшпатоидных магм в ходе их эволюции. Содержание щелочных металлов в отщепляющихся карбонатитовых расплавах понижается с ростом давления  $CO_2$  (см. рис. 4),

что в какой-то мере отражает различия состава карбонатитов в вулканической и плутонической фациях. Карбонатиты, образующие лавы и субвулканические тела, обычно богаты щелочными карбонатами. Среди них выделяются даже щелочные типы (комплекс Олдоиньо-Ленгаи в Африке). Они отщепляются от фельдшпатоидных магм при низком давлении  $\text{CO}_2$  и отличаются от более глубоких карбонатитов, сложных преимущественно карбонатами кальция и магния. Отщепление соответствующих им магм происходило при более высоком давлении  $\text{CO}_2$ , так что нормативный состав первичных карбонатитовых расплавов был беднее щелочными карбонатами. При медленной кристаллизации расплавов щелочные карбонаты обычно переходят в отщепляющуюся от них собственно флюидную фазу (гидротермальную), которая приобретает при этом щелочной характер и производит интенсивную фенитизацию окружающих пород. При вулканических извержениях миграция щелочных карбонатов более затруднена и они отчасти кристаллизуются в магматических щелочных телах карбонатитов. Карбонатитовые расплавы особенно емки в отношении многих рудных металлов — фосфора, урана, тория, редкоземельных элементов, стронция, бария, циркония, гафния, локально железа, титана, ванадия. Они очень агрессивны и внедряются преимущественно путем магматического замещения окружающих пород. Карбонатитовый магматизм, как и любой другой тип рудного флюидного магматизма, сопровождается интенсивным метасоматическим воздействием на окружающие породы.

В общей схеме развития эндогенных процессов петрогенезиса и рудообразования, обрисованной Д.С. Коржинским [7], магматизм сменяется постмагматическим минералообразованием, которое подразделяется на стадии — раннюю щелочную, кислотную и позднюю щелочную. В кислотную, обычно главную стадию, происходит интенсивное выщелачивание пород с выносом оснований, так что карбонаты становятся полностью неустойчивыми. В общей геохимической обстановке этой стадии доминируют процессы восстановления химических элементов. В позднюю щелочную стадию, наоборот, наблюдается осаждение оснований с нередким образованием карбонатов (поздняя карбонатизация) и развиваются интенсивные процессы окисления химических элементов. Причина столь радикального перелома в режиме эндогенного минералообразования, отвечающего температуре  $250\text{--}350^\circ\text{C}$ , долгое время оставалась неясной и представляла одну из важных проблем теории геохимических процессов. Пути ее разрешения наметились только в последнее время на основе результатов экспериментальных исследований гидротермальных растворов (флюидов), выполненных Е.У. Франком [21] и рядом других исследователей. Согласно этим экспериментам, падение температуры в условиях глубокого минералообразования (в условиях некоторого давления) приводит к флюидному расслоению, обусловленному наличием газовых компонентов с различными физическими свойствами. Особенно важно в этой связи различие по свойствам полярных (водных) флюидов и неполярных флюидов, сложных  $\text{CO}_2$ ,  $\text{HCl}$ ,  $\text{H}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{N}_2$  и благородными газами (Ar, Xe и др.). При температурах выше критических (около  $250^\circ\text{C}$  для  $\text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2$  и около  $350^\circ\text{C}$  для других смесей —  $\text{H}_2\text{O} - \text{H}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O} - \text{CH}_4$ ,  $\text{H}_2\text{O} - \text{HCl}$ ,  $\text{H}_2\text{O} - \text{N}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O} - \text{Ar}$  и др.) они образуют однофазные флюидные смеси с широкими вариациями состава, которые являются растворителями солей и окислов различных элементов. По экспериментальным данным [21], с падением температуры ниже критической происходит распад однородных флюидных смесей на полярные (водные) и неполярные (углекислые, солянокислые, водородные, углеводородные, азотные и др.) флюиды (рис. 5). При этом резко изменяются соотношения растворимости элементов, усиливаются процессы метасоматоза и гидротермального оруде-

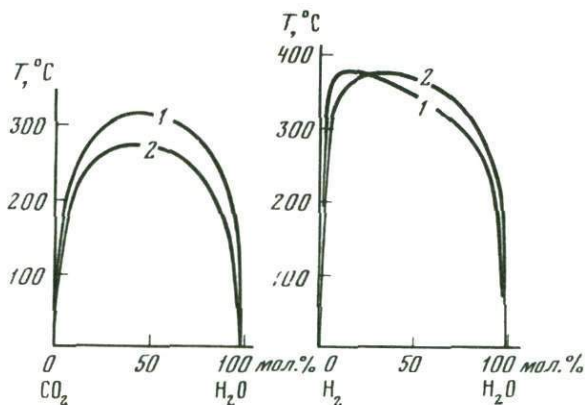


Рис. 5. Схема расслоения флюидов на водную, углекислую и водородную фазы с понижением температуры при давлении 50 МПа (1) и 100 МПа (2) по [21]

нения и дифференциальной миграции флюидных компонентов. Поэтому охлаждение газовых смесей  $\text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O} - \text{H}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O} - \text{HCl}$  и др. ниже критической температуры ( $250\text{--}350^\circ\text{C}$ ) сопровождается радикальным изменением режима минералообразования в гидротермальных системах в связи с флюидным расслоением. Образование почти чистой водной и углекислой фаз усиливает процессы гидратации и карбонатизации, отделение водородной и углеводородной фаз благоприятствует миграции  $\text{H}_2$ ,  $\text{HCl}$  и  $\text{CH}_4$ , повышению щелочности и общего окислительного состояния гидротермальных систем. Многие процессы минералообразования развиваются только при температурах ниже критических значений. Рассмотрим серпентинизацию ультраосновных пород (дунитов, перидотитов). Эти породы формируются путем кристаллизации ультраосновных расплавов под воздействием сильно восстановленных флюидов, в которых водород преобладает над другими компонентами. При температуре выше  $400^\circ\text{C}$  (критическая температура водно-водородной смеси [21]) подобные флюиды практически не оказывают метаморфического воздействия на породы, но при более низкой температуре они расслаиваются на водородную и водную флюидные фазы (рис. 5). Водородная фаза может в значительной части мигрировать, а водный флюид — накапливаться в межзерновых пространствах ультраосновных пород и производить интенсивную гидратацию минералов (оливин +  $\text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons$  серпентин + брусит).

Отщепление углекислых флюидов от гидротермальных водных растворов, даже первоначально бедных  $\text{CO}_2$  при их охлаждении ниже  $300\text{--}400^\circ\text{C}$ , приводит к концентрации кальция, магния и обуславливает карбонатизацию пород, завершающую обычно эволюцию гидротермального минералообразования самого различного типа (развитие тальк-магнетитовых пород, лиственинов, березитов и др.). Вообще это преобразование гидротермальных растворов при охлаждении с обособлением в самостоятельные фазы полярных (водных, концентрирующих в себе щелочные металлы) и неполярных флюидов, концентрирующих в себе кислоты ( $\text{HCl}$  и др.), обуславливает радикальный перелом в эволюции постамагматического глубинного минералообразования. В общепринятой терминологии Д.С. Коржинского [7] этот перелом означает переход от кислотной к поздней щелочной стадии гидротермального процесса, в которую на смену интенсивному кислотному выщелачиванию приходят процессы осаждения карбонатов и окисления химических элемен-

тов вследствие усиления миграции водорода и кислотных компонентов, отделяющихся от гидротермальных растворов в самостоятельную фазу.

Таким образом, глубинным системам свойственны неоднородность, возникающая вследствие расслаивания среды минералообразования, с которой связывается неравномерность распределения металлов, испытывающих селективную фазовую концентрацию или рассеяние в соответствии с законами химического сродства. Эти законы отражают фундаментальные свойства элементов, непосредственно связанные с их электронной структурой (табл. 1, 3 и 4) и общей периодичностью ее изменения.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Вернадский В.И. Парагенезис химических элементов в земной коре. — Избр. соч., М.: Изд-во АН СССР, 1954, т. 1, с. 19—23.
2. Войткевич Г.В., Мирошников А.Е., Поваренных А.С., Прохоров В.Г. Краткий справочник по геохимии. М.: Недра, 1970. 278 с.
3. Войткевич Г.В., Мирошников А.Е., Поваренных А.С., Прохоров В.Г. Краткий справочник по геохимии. 2-е изд. М.: Недра, 1977. 243 с.
4. Гаст П.В. Химия земных и лунных базальтовых пород. М.: Наука, 1973. 32 с.
5. Гольдшмидт В.М. Основные идеи геохимии, М.: Госхимиздат, 1933. Вып. 1. 276 с.
6. Гурвич Л.В., Карачавцев Г.В., Кондратьев В.Н. Энергия разрыва химических связей, потенциалы ионизации и сродство к электрону. М.: Наука, 1974. 374 с.
7. Коржинский Д.С. Общие закономерности постмагматических процессов. — В кн.: Конференция: проблемы постмагматического рудообразования. Прага, 1965, т. 2, с. 429—433.
8. Котов Н.В., Донских А.В., Домнина М.И., Шинкарев Н.Ф. Субсолидусные соотношения между гапобазальтовой и К-, Na — щелочными системами при повышенных  $P_{H_2O}-T$  параметрах. — Геохимия, 1979, № 10, с. 1446—1460.
9. Крот Н.Н., Гельман А.Д., Мефодьева М.П., Шилова В.П., Перетрухин В.Ф., Спицын В.И. Семивалентное состояние нептуния, плутония, америция. М.: Наука, 1977. 64 с.
10. Маракушев А.А. Петрогенезис и рудообразование (геохимические аспекты). М.: Наука, 1979. 263 с.
11. Маракушев А.А. Электросродство химических элементов и периодический закон. — Геохимия, 1979, № 6, с. 803—820.
12. Маракушев А.А. Периодическая система ионных и атомных радиусов химических элементов. — Зап. ВМО, 1980, т. 109, вып. 1, с. 3—14.
13. Маракушев А.А., Иванов И.П., Римкевич В.С. Значение ликвации в генезисе магматических горных пород. — Вестн. МГУ, 1979, № 1. Сер. 4. Геология, с. 3—22.
14. Мюллер В.М. Гидриды редкоземельных металлов. — В кн.: Гидриды металлов. М.: Атомиздат, 1973, с. 153—167.
15. Овчинников Л.Н. Плутогенные гидротермальные месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968, с. 34—46.
16. Поллинг Л. Общая неорганическая химия. М.: Мир, 1976, 583 с.
17. Скрипиченко В.А. Фосфор как фактор ликвации силикатных расплавов. — Докл. АН СССР, 1979, т. 245, № 4, с. 930—933.
18. Соболев В.С. Энергия кристаллической решетки и законы распределения ионов в минералах. — Минер. сб. Львов. геол. о-ва, 1948, № 2, с. 25—42.
19. Трифанов Д.Н. Проблема редких земель. М.: Госатомиздат, 1962. 221 с.
20. Freestone I.C., Hamilton D.L. The role of liquid immiscibility in the genesis of carbonatites — an experimental study. — Contribs Miner. and Petrol., 1980, vol. 73, N 2, p. 105—117.
21. Franck E.U. Sub- and supercritical water at high pressure — selected results. — In: Water and steam. Proc. 9th Intern. conf. on the properties of steam. Pergamon press, 1980, p. 295—303.
22. Goldschmidt V.M. Geochemische verteilungsgesetze der elemente. — Vid. selsk. skr., 1922, N 11, s. 131—132.
23. Philpotts I. Redox estimation from a calculation of  $Eu^{2+}$  and  $Eu^{3+}$  concentrations in natural phases. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1970, vol. 9, p. 192—197.
24. Urey H.C. The thermodynamic properties of isotopic substances. — J. Chem. Soc., 1947, N 4/6, p. 102—104.
25. Watson E.B. Two-liquid partition coefficients: Experimental data and geochemical implications. — Contribs Miner. and Petrol., 1976, vol. 56, N 1 p. 119—134.

**ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ  
РУДОНОСНОСТИ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ГРАНИТОВ**

В геологической литературе к редкометалльным гранитам нередко относили гранитоиды, с которыми пространственно и генетически связаны различные гидротермальные и пегматитовые месторождения W, Mo, Sn, Be, Nb, Ta, Li. Однако теперь довольно четко определилась тенденция к сужению этой группы пород и отнесению к ним лишь тех гранитов, которые характеризуются повышенными содержаниями типичных литофильных редких металлов и могут быть приняты в качестве материнских для месторождений Nb, Ta, Li, Be, но не Sn, W или Mo.

В металлогеническом отношении такое подразделение гранитоидов объективно подкрепляется нахождением наиболее крупных концентраций указанных редких металлов в относительно высокотемпературных типах месторождений (позднемагматические "апогранитовые" и альбититовые фации гранитов, пегматиты) по сравнению с распространенными типами вольфрамовых и молибденовых месторождений (грейзены, скарны и др.).

По своей тектонической позиции противопоставляемые типы гранитоидов и относимые к ним месторождения также достаточно специфичны: основная масса месторождений Mo и W приурочена к орогенным окраинно-континентальным и островодужным провинциям, а собственно редкометалльные граниты тяготеют к зонам активизации наиболее стабильных участков континентальной коры — различным тектоническим линеаментам (рифты, палеорифты, шовные зоны глубинных разломов).

Наряду с детальным металлогеническим анализом гранитоидных провинций за последние 15—20 лет проделана значительная работа и по петролого-геохимической типизации этих провинций, выделению типоморфных магматических формаций (ассоциаций) и разработке минералого-геохимических критериев связи редкометалльных месторождений с определенными фациями гранитов.

Новые геохимические данные не только позволяют уточнить распределение отдельных редких элементов в гранитах и других изверженных породах, но и применять кларки как объективную основу при выяснении металлогенической специализации распространенных типов магматических пород и прогнозной оценке рудоносности магматических формаций [4, 6, 14, 18].

Следует, однако, отметить, что многие отправные моменты металлогенических и формационных тектоно-магматических построений являются предметом длительных дискуссий и часто не поддаются однозначной объективной проверке. В определенной степени это обстоятельство можно считать следствием распространенных в отечественной литературе принципов формационной типизации магматических пород, согласно которым представления об исходных магмах и механизмах их дифференциации необязательны при формационном анализе. Тем самым фактически отрицалась необходимость разработки критериев комагматичности пород, объединяемых в формации. Поэтому последние в генетическом отношении нередко разнородны, что не позволяет проследить закономерности последовательной концентрации рудных элементов в зависимости от общих петрохимических параметров.

Тем не менее накопленный к настоящему времени обширный фактический материал по вещественному составу гранитоидов показывает, что противопоставляемые в металлогеническом отношении формации, в первую

очередь собственно редкометальные и вольфрамово-молибденоносные, существенно различаются и в петрохимическом отношении: основная масса гранитоидов, специализированных на W и Mo, а также Be и Sn, принадлежит к известково-щелочной группе "стандартных" гранитов. Собственно редкометальные гранитоиды представлены преимущественно фациями повышенной щелочности, особенно если с ними связаны наиболее крупные концентрации таких редких металлов, как Nb, TR, Zr. По своей тектонической позиции щелочные агапитовые граниты близки к другим типам щелочных пород, также приуроченных к протяженным тектоническим линеаментам в пределах стабильных континентальных структур.

Как было показано нами ранее [5] для агапитовых редкометальных формаций, связанных с ювенильными источниками, характерны не только повышенная щелочность (коэффициент агапитности  $K_a > 1$ ), но и преобладание натрия над калием в составе главных типов пород. Это позволяет противопоставить их основной массе палингенных существенно калиевых гранитоидов. Однако и среди палингенных редкометальных гранитоидов могут быть выделены не только калиевые, наиболее кремнекислые типы (аляскиты, двуслюдяные и грейзенизированные граниты), но и натриевые, относительно щелочные "апограниты" (альбититы) с величиной  $K_a \sim 1$ .

Хотя в связи с ними не находятся столь крупные уникальные месторождения, как с собственно щелочными редкометальными формациями, но они также являются важным сырьевым источником типичных редких литофильных элементов (литий, бериллий, тантал) и некоторых цветных металлов.

При противопоставлении основной массы палингенных гранитов наиболее агапитовым фациям щелочных гранитов по их возможной связи с ювенильными источниками необходимо иметь в виду следующее обстоятельство. Как известно, в отечественной литературе широкое распространение получила гипотеза о ювенильной (мантийной) природе гранитизирующих калиевых кремнекислых "сквозьмагматических" растворов. Предполагается, что одновременно с калием из мантийных перидотитов выщелачиваются редкие элементы, и, следовательно, для сторонников этой гипотезы любые палингенные граниты и их рудная минерализация могут быть в той или иной степени связаны с мантийными источниками.

Таким образом, в общей проблеме рудоносности гранитов существенным петрологическим аспектом является и выяснение источников концентрации калия в земной коре.

#### *Главные петрохимические тренды и проблема концентрации калия в земной коре*

В результате выполненных в последние годы обобщений [1, 11, 16] получены представительные статистические данные по среднему составу главных типов магматических и метаморфических пород, их количественным соотношениям в верхней части литосферы (земной коры). Как следует из этих данных, интерпретируемых с учетом геофизических моделей, нижний "базальтовый" и верхний "гранитный" слои литосферы сложены преимущественно гетерогенными комплексами метаморфических пород.

В нижнем слое при преобладающем развитии основных метаморфитов гранулитовой фации, амфиболитов и эклогитов (гранулит-базитовый или гранулит-амфиболитовый слой) присутствуют также кислые и средние породы — чарнокиты и эндербиты. Предполагается, что среднему составу нижней коры при соотношении основных и кислых пород, равном 55:45 соответствуют диориты [1, 16].

Более достоверные данные, базирующиеся на подсчетах состава выходящих на поверхность пород континентальных щитов, имеются для верхнего — гранито-гнейсового слоя коры. При примерно равном соотношении магматических (граниты, гранодиориты) и метаморфических пород (гранитизированные гнейсы, кристаллические сланцы и др.) средний состав этой части коры близок к составу гранодиорита, т.е. характеризуется большим содержанием кремнезема и щелочных металлов, особенно калия по сравнению со средним составом нижней коры. Поэтому многие исследователи допускают, что и формирование верхнего слоя континентальной коры, и протекающие здесь процессы метаморфизма, и гранитизация — все это обусловлено притоком калия ювенильными подкоровыми флюидами (интрателлурическими растворами).

Гораздо более обоснованной в настоящее время следует считать модель метаморфической и анатектической эволюции континентальной коры, постепенно меняющей свой состав в результате процессов регионального метаморфизма, мигматизации, палингенеза и постепенного обособления верхнего гранито-гнейсового и нижнего гранулито-базитового, реститового по своей природе слоя [9]. На основе обобщения материалов по сериям метаморфических пород из различных регионов СССР (Кольский п-ов, Украина, и др.) автором ранее было показано, что последовательное изменение состава главных типов магматических и метаморфических пород на диаграмме Si—Al—Me характеризуется единым петрохимическим трендом от базальтов и амфиболитов к гранитам. При этом изменение состава земной коры в процессе ее гранитизации фактически сводится к увеличению содержания кремнезема по отношению к цветным компонентам (Me—Fe, Mg, Ca) при пассивном поведении алюминия. Этому тренду подчинено и увеличение общей щелочности  $K_2O + Na_2O$  при последовательной смене основных пород более кремнекислыми [3].

Особенно наглядно петрологическая когерентность типоморфных элементов гранитизации — кремнезема и щелочных металлов, в первую очередь калия, и противоположный тренд уменьшения фемических (реститовых) гранулито-базитовых компонентов могут быть показаны при использовании параметра общей кислотности —  $A_c$ . Этот параметр учитывает не только различия в соотношении концентрации кремнезема и остальных петрогенных катионов, но и в их относительной основности согласно формуле:  $A_c = 4Si/Me \cdot B_c$ . В этой формуле Si и Me — атомные количества кремния и катионов, вычисляемые по результатам полных химических анализов пород, а  $B_c$  — величина относительной основности катионов. Множитель 4 введен для приравнивания к единице величины  $A_c$  "нейтральных" — насыщенных кремнеземом пород (андезиты, сиениты, трахиты). Значения  $A_c > 1$  соответствуют пересыщенным, кварцсодержащим породам. С величиной  $A_c$  в любых магматических сериях коррелируются индексы дифференциации Торнтон—Таттла, Куно, фемический показатель и другие петрохимические параметры [5].

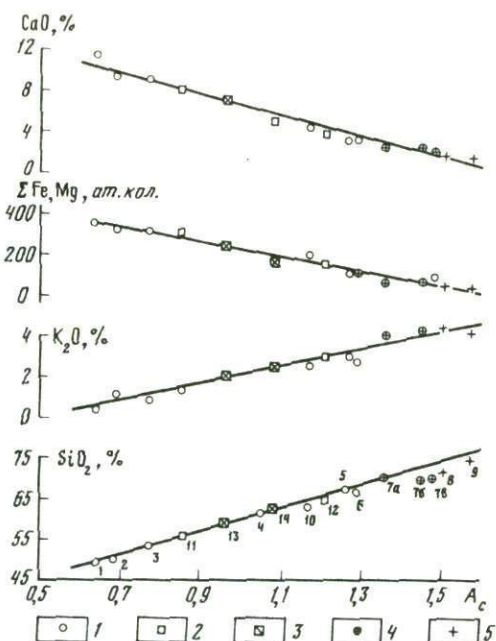
Как показывает график (рис. 1), при переходе от гранулитовых комплексов щитов к гранитизированным гнейсам и другим породам амфиболитовой фации (средние составы, по Б.Г. Лутцу и А.А. Беусу) и далее — к средним составам чарнокитов и гранитов последовательно возрастает концентрация калия. Одновременно столь же последовательно уменьшается содержание фемических реститовых компонентов, что соответствует схеме гранитообразования по анатектической модели. Отметим близость составов гранулитов к среднему составу метаморфической коры, по Б.Г. Лутцу, и комплементарное положение "базальтового" и "гранитного" слоев, рассчитанных по модели Ронва—Ярошевского [16].

Рис. 1. Зависимость средних содержаний главных петрогенных элементов метаморфических пород от величины кислотности  $A_c$

1 — метаморфические породы; 2 — главные слои земной коры; 3 — средние составы коры; 4 — чарнокиты; 5 — граниты

1 — эклогит; 2 — амфиболит; 3 — амфиболиты и основные эффузивы; 4 — гранулитовая фация шитов; 5 — амфиболитовая фация; 6 — парагнейс; 7 — чарнокиты (а — Алдан, б и в — средние составы); 8 — докембрийский гранит; 9 — средний гранит; 10 — средний состав шитов; 11 — базальтовый слой; 12 — гранитный слой; 13, 14 — средний состав земной коры

1, 2, 6, 7, 9 — по А.А.Беусу; 4, 5, 14 — по Б.Г.Лутцу; остальные — по А.Б.Ронову и А.А.Ярошевскому



Если сопоставить аналогичным образом главные типы метаморфитов и составы наиболее распространенных типов магматических пород (рис. 2), то очевидно, что они подчиняются общим петрохимическим трендам и, следовательно, образуют единый эволюционный ряд в процессе формирования земной коры: от наиболее основных — океанических и континентальных толеитов, амфиболитов и эклогитов к наиболее кислым породам — чарнокитам и гранитам. Примечательной особенностью этого ряда является близость расчетных составов земной коры к среднему составу андезитов и диоритов, а также к среднему составу метаморфитов гранулитовой фации.

Обобщенным выражением рассмотренных выше петрохимических трендов (главный эволюционный тренд) можно считать график соотношения общей кислотности главных типов пород ( $A_c$ ) и индекс дифференциации ( $D.I$ ) Торнтон-Таттла, определяющий суммарное количество щелочных полевых шпатов и кварца. В термодинамическом отношении увеличение значений этих параметров характеризует основную тенденцию природного минералообразования к концентрации в остаточных кремнекислых фракциях или селективных анатектических выплавках минералов с низкой энтропией плавления. Как следует из графика  $A_c - D.I$ . (рис. 3), соотношение обоих параметров подчиняется четкой линейной корреляции. При этом наглядно выражена комплементарность составов гранитов и гранитизированных метаморфитов амфиболитовой фации с максимальной величиной  $D.I.$ , т.е. с наибольшей концентрацией щелочных компонентов, и пород с наименьшей величиной этого индекса, т.е. наиболее обогащенных фермическими минералами, по сравнению со средним составом андезитотоналитов и метаморфитов гранулитовой фации. Особое ("срединное") положение метаморфических пород гранулитовой фации, как следует из известной модели земной коры В.В. Белоусова, определяется их нахождением в срединной зоне коры — в области перехода от "гранитного" слоя

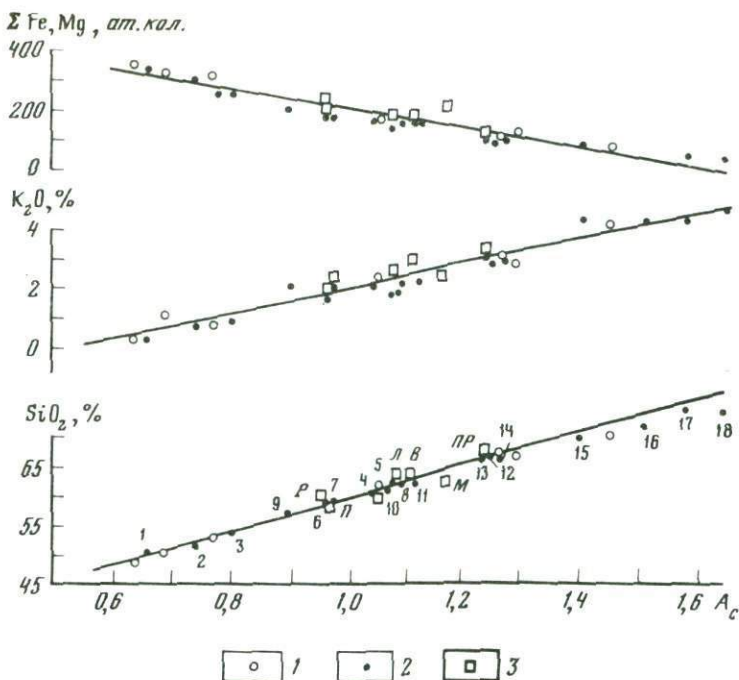


Рис. 2. Зависимость средних содержаний главных петрогенных элементов магматических и метаморфических пород от величины кислотности  $A_c$

1 — метаморфические породы; 2 — магматические породы; 3 — средние составы коры

1 — океанический базальт; 2 — континентальный толеитовый базальт; 3 — андезитобазальт; 4–6 — андезиты; 7–9 — диориты: 7 — средний, 8 — кварцевый, 9 — бескварцевый; 10, 11 — тоналиты; 12, 13 — гранодиориты; 14 — дацит; 15–17 — граниты; 15 — известково-щелочной, 16 — докембрийский, 17 — средний; 18 — риолит; 10, 13, 17 — по А.А.Беусу, остальные — по Р.Дели

Средние составы коры: В — по А.П.Виноградову, Л — по Б.Г.Лутцу, П — по А.Польдерварту; Р — по А.Б.Ронову и А.А.Ярошевскому

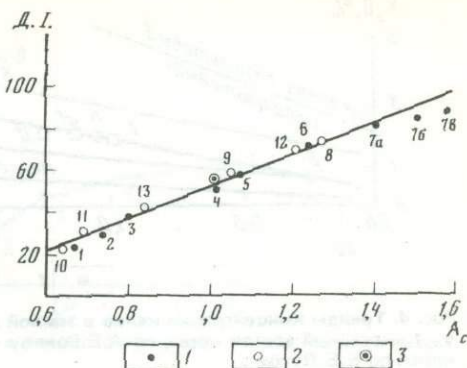
Средние составы щитов: М — по А.Б.Ронову и А.А.Ярошевскому, ПР — по А.Польдерварту

к "базальтовому". В этой зоне в условиях высокого метаморфизма (дегранитизации гранулитов) высвобождаются и перемещаются кверху кремнезем и калий — главные компоненты коровых гранитизирующих растворов.

Полная петрохимическая сопоставимость главных типов магматических и метаморфических пород (см. рис. 1–3) как членов закономерного эволюционного ряда в процессе длительного формирования земной коры позволяет подойти к оценке общего баланса калия — типоморфного элемента гранитизации, гранитоидов. Существенным моментом этой оценки является достаточно обоснованная в последние годы аналогия между процессом формирования континентальной земной коры и современных островных дуг и континентальных окраин. Имея в виду эту аналогию, целесообразно сопоставить рассмотренный выше общий тренд концентрации калия (см. рис. 2) с трендами его распределения в главных орогенных магматических сериях из типовых континентальных островодужных провинций.

Рис. 3. Зависимость индекса дифференциации от величины кислотности пород  $A_c$

1 — магматические породы; 2 — метаморфические породы; 3 — средний состав континентальной коры; 1, 2 — толеитовые базальты: 1 — океанические, 2 — континентальные; 3 — андезит-базальты; 4 — андезиты; 5 — кварцевые диориты и тоналиты; 6 — гранодиориты; 7 — граниты; а — щелочноземельные, б — докембрийские, в — средние; 8, 9 — фации, амфиболитовая, 9 — гранулитовая; 10 — эклогиты; 11 — амфиболиты; 12, 13 — средние составы слюв: 12 — гранитного; 13 — базальтового



Для совокупности магматических пород — от базальтов и андезитов до дацитов и риолитов — по особенностям распределения калия ранее нами были намечены следующие группы серий: 1) низкокалиевые, преимущественно островодужные толеитовые, 2) известково-щелочные, охватывающие основную массу континентальных и островодужных базальтоидных серий и 3) щелочно-базальтовые, объединяющие рифтогенные и океанические серии повышенной щелочности. В свою очередь вторая группа может быть подразделена на серии среднекалиевые и повышенно-калиевые. К последним принадлежат типичные окраинно-континентальные серии андийского типа.

Как видно из рис. 4, главный тренд концентрации калия в магматических и метаморфических комплексах земной коры принадлежит к полю составов наиболее распространенных базальтоидных дифференциатов известково-щелочных серий. Он близок к пограничной линии, разделяющей средне- и повышенно-калиевые серии, типичные для зрелой стадии формирования островных дуг и орогенного магматизма окраин континентов. В этих сериях калий является типичным остаточным элементом, накапливающимся постепенно вместе с кремнеземом в остаточных расплавах по мере дифференциации исходных базальтовых и андезитовых магм, без дополнительного привноса извне какими-либо ювенильными или трансмагматическими растворами [5].

Согласно расчетным петрологическим моделям, при последовательной фракционной кристаллизации в закрытой системе от исходных базальтовых и габброидных магм может отделиться до 30–40% диоритов-тоналитов и до 15–20% гранитоидов. Такого количества кислых пород вполне достаточно для интерпретации реальных геологических ситуаций. Так, в базальт-андезитовых сериях на ранних и средних этапах развития магматических дуг, а также в габбро-гранитных интрузивных комплексах объем гранитов большей частью не достигает 10%. Только на зрелой стадии развития островных дуг и переходе к собственно континентальным зонам (например, дуга Тонга–Кермадек, Новая Зеландия) дациты и риолиты могут быть преобладающими типами пород, поскольку в магмаобразование вовлекаются значительные массы сиалических коровых пород. Также и в случае крупных гранитных батолитов континентальных окраин (Сьерра-Невада и др.) по мере перехода к тыловым зонам увеличение количества гранитоидов, судя по данным стронциевой изотопии, сопряжено с уменьшением доли мантийных магм и увеличением палингенных в процессе

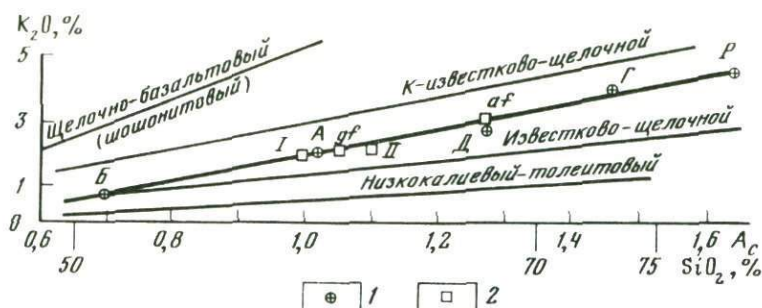


Рис. 4. Тренды концентрации калия в земной коре

1 — средний состав коры, по А.Б.Ронову — А.А.Ярошевскому; 2 — средний состав коры, по Б.Б.Лутцу

Средние составы пород: Б — базальты, А — андезиты, Д — дациты, Г — граниты, Р — риолиты, gf — гранулитовая фация, at — амфиболитовая фация

длительного анатектического переплавления субстрата континентальной коры [23].

Все это позволяет прийти к общему выводу, что при полной петрохимической сопоставимости средних составов главных метаморфических серий с магматическими и их закономерном положении в общем ряду наиболее распространенных известково-щелочных пород возрастание содержания калия по мере формирования земной коры и обособления ее верхнего гранитного слоя определяются одноступенными в петрохимическом отношении процессами: отделением низкотемпературных гранитоидных фракций в результате анатексиса или фракционной магматической дифференциации глубинных базальтовых и андезитовых магм.

Возрастание содержания калия и кремнезема в магматических и метаморфических сериях закономерно сопряжено с отделением фемических компонентов, концентрирующихся в комплементарных базитовых кумулатах или в реститах дегранитизированных глубинных зон. Следовательно, отпадает необходимость дополнительного привноса основной массы калия ювенильными растворами как главного фактора гранитизации и концентрации калия в гранитном слое земной коры. Другими словами, при объяснении происхождения подавляющей части фанерозойских гранитов нет необходимости обращаться к гипотезе о решающей роли проходящих сквозь нижний "базальтовый" слой коры "интрателлурических" (сквозьмагматических) потоков мантийных флюидов как источников вещества рудных месторождений гранитоидного ряда.

#### Особенности концентрации редких элементов в главных типах магматических пород

Рассмотренные особенности поведения калия подчинены более общему геохимическому фактору: изменению валовой щелочности в процессе генерации и последующей дифференциации главных типов магм. Уже с помощью обычных классификационных петрохимических диаграмм по соотношению  $(K_2O + Na_2O) - SiO_2$  нетрудно наметить магматические серии нормальной и повышенной щелочности. Обобщая и несколько схематизируя их на диаграмме  $(K + Na) - A_c$  (рис. 5), можно противопоставить две линии развития магматизма: 1) нормальное известково-щелочное направление дифференциации (базит — диориты и андезиты — дациты и грано-

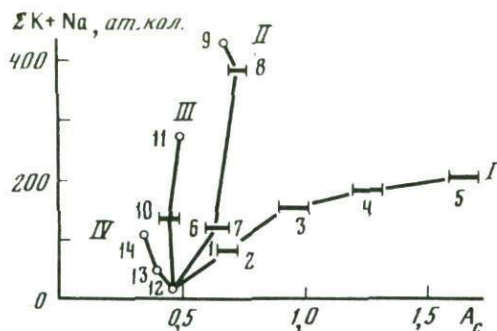


Рис. 5. Соотношение общей щелочности и кислотности главных типов магматических пород

1 — океанические толеиты; 2 — траппы и габбро; 3 — андезиты и диориты; 4 — дациты и гранодиориты; 5 — липариты и граниты; 6, 7 — щелочные базальты континентов и океанов; 8 — нефелиновые сиениты; 9 — луювриты; 10 — меланефелиниты; 11 — нефелиниты; 12 — мантийные перидотиты; 13 — кимберлиты; 14 — альеиты; I—IV — тренды общей щелочности: I — известково-щелочной и толеитовый, II — щелочно-базальтовый, III — щелочно-ультраосновной, IV — щелочно-карбонатитовый

диориты — граниты) и 2) тренды повышенной щелочности (щелочные базальты, нефелиновые сиениты, кимберлиты и др.) .

Первое направление характеризует обычный тип магматической кристаллизационной базальтоидной и палингенной дифференциации, когда параллельно возрастают и кремнекислотность, и щелочность. В случае трендов повышенной щелочности кремнекислотность не только не увеличивается, но может даже уменьшаться. Как следует из известных исследований Д. Грина, А. Рингвуда, П. Уайли и других работ по экспериментальной петрологии, этому ряду пород возрастающей щелочности и общей основности соответствует последовательное возрастание давления и глубины выплавления базальтоидов, вплоть до генерации наиболее глубоких кимберлитовых и силикатно-карбонатитовых мантийных магм. Поэтому второе направление дифференциации можно противопоставить обычному известково-щелочному как глубинное мантийное ("ювенильное") мантийно-коровому ("коровому") .

Исходя из рассмотренных нами [4—6] общих закономерностей распределения редких элементов в главных магматических сериях, можно отметить следующие характерные особенности нормального известково-щелочного и ювенильного щелочного магматизма.

1. Процессу последовательной глубинной и близповерхностной дифференциации главных первичных магм закономерно подчинено не только распределение в породах главных петрогенных элементов, но и поведение редких элементов-примесей, что приводит к сопряженности их трендов концентрации — "принцип когерентности" элементов-примесей.

Наглядным следствием этого принципа является разделение элементов-примесей на две наиболее контрастные группы:

1) элементы первовыделений (темноцветных и рудных фаз), когерентные Mg и Fe, с величиной коэффициентов распределения  $K_p: K_p > 1$  — Ni, Co, Cr;

2) элементы остаточных магматических фракций ("остаточные элементы-примеси"), когерентные K и Na, с величиной  $K_p$  значительно меньше 1 — TR, Zr, Nb, Ta, Rb и др.

2. Щелочные породы ювенильных серий отличаются изначально высо-

кими содержаниями редких элементов. Поэтому уже на начальных стадиях магматической дифференциации по уровню концентрации редких элементов они могут быть сопоставимы с конечными дифференциатами обычных базальтоидных и гранитоидных магм или значительно их превосходят.

В таких дифференциатах щелочных магм, как карбонатиты и агапитовые нефелиновые сиениты, коэффициент концентрации или литофильности ( $L$ ) для ряда редких элементов — Nb, Zr, TR достигает величины 10 и выше (по отношению к кларку литосферы). Соответственно уровень минимальных промышленных содержаний редких элементов может быть достигнут в объеме крупных интрузивных тел. Именно с такими интрузиями связаны наиболее крупные редкометалльные месторождения.

3. При обычно низких начальных содержаниях в исходных известково-щелочных базальтовых и андезитовых расплавах последующая концентрация редких элементов второй группы, как правило, не превышает уровня среднего содержания в литосфере. Также и наиболее распространенные типы палингенных гранитов характеризуются невысоким уровнем концентрации редких металлов ( $L = 1-2$ ). Поэтому в подавляющей массе гранитных интрузий, подчиненных генеральному известково-щелочному тренду дифференциации, на собственно магматическом этапе не возникают промышленные концентрации редкометалльных минералов.

При формировании интрузивных гранитоидных комплексов к конечным этапам кристаллизации, начиная со средних типов пород (диориты—гранодиориты), возможны как повышения, так и значительное понижение концентрации редких элементов в остаточных магматических расплавах из-за выделения таких минералов-концентраторов редких элементов, как циркон, апатит, ортит, сфен и др. Поэтому необходимо дополнительные процессы эманационного и кристаллизационного фракционирования, обычно реализуемые лишь в небольших масштабах — сначала в апикальных и проконтактных участках интрузий, отдельных гипабиссальных телах, пегматитовых жилах, а позднее в зонах грейзенизированных и альбитизированных редкометалльных гранитов.

### **О составе и петрохимических параметрах главных типов гранитов**

От большинства других распространенных магматических пород граниты и особенно их редкометалльные фации — лейкограниты, аляскиты, альбититы — отличаются предельно лейкократовым составом. Поэтому при их типизации оказываются недостаточными непосредственное сравнение силикатных анализов и сопоставление с помощью обычно применяемых классификационных петрохимических параметров, учитывающих кремнекислотность, соотношения цветных и лейкократовых минералов, индекс дифференциации, соотношение железа и магния и др. За исключением соотношения калия и натрия, а также величины агапитности, наглядно показывающих специфику полевошпатовой составляющей, вариации остальных главных петрогенных окислов при непосредственном сопоставлении химических анализов гранитов малоинформативны. Переход от петрохимических к нормативным характеристикам по соотношению главных породообразующих минералов — кварца и полевых шпатов обычно не приводит к существенным результатам, поскольку по содержанию нормативного кварца (около 30%) различные типы лейкогранитов и аляскитов близко сопоставимы.

Отражением подобных затруднений в использовании петрохимических

параметров, определяющихся генетической спецификой гранитов как лейкократовых эвтектоидных кварц-полевошпатовых пород, можно считать появление и развитие в последние годы достаточно противоположных подходов к типизации гранитов: геохимического ("геохимические типы гранитов") и статистического петрохимического, использующего различные методы математической статистики.

В работах геохимического направления главное внимание уделяется особенностям распределения редких элементов, поскольку в отличие от петрогенных окислов их содержания и индикаторные отношения варьируют в гранитах в значительно большей степени. Хотя в наиболее известных работах этого направления [18] вообще отсутствуют непосредственные данные о полном химическом составе главных геохимических типов гранитов, тем не менее нетрудно видеть, что выделение и сравнение этих типов в конечном итоге зависят от общих петрохимических параметров. Употребление в самих названиях геохимических типов гранитов таких определений, как "известково-щелочной" или "агпайтовый", неизбежно вызывает необходимость оценки средних петрохимических параметров, коэффициента агпайтности и др. с использованием результатов полных химических анализов.

Как пример наиболее представительных и результативных работ второго направления можно привести исследования, выполненные Ю.Б. Мариным и соавторами [2, 12]. Этими авторами были обобщены материалы о химическом составе фанерозойских гранитоидов по ряду наиболее важных областей гранитоидного магматизма СССР и зарубежных стран. Всего было использовано около 30 000 единичных анализов, относящихся к 5 главным формационным типам: гранодиоритовому, гранитовому, аляскитовому, субщелочно-лейкогранитовому и щелочно-гранитовому. К последним двум типам принадлежат различные редкометалльные граниты: амазонитовые, плюмазитовые (литий-фтористые), щелочные агпайтовые.

По этим данным авторами были рассчитаны средние составы главных типов гранитов и оценены общие тенденции эволюции гранитоидного магматизма, сделан принципиальный вывод о том, что межформационные различия значительно сильнее провинциальных и возрастных. В качестве главных петрохимических результатов на основе корреляционного и факторного анализа Ю.Б. Марин и соавторы указывают антагонизм Si, K, Na по отношению к остальным элементам и возможность выделения трех ассоциаций согласованных в своем поведении элементов: 1) Si (+K) и антагонистичный Al (фактор кислотно-основной дифференциации), 2) Na, Al и антагонистичный по отношению к ним калий (фактор щелочности) и 3) антагонистичные  $Fe^{3+}$  и  $Fe^{2+}$  (окислительно-восстановительный фактор).

Очевидно, что эти результаты в сущности являются наиболее обобщенным выражением хорошо известных закономерностей кристаллизационной дифференциации известково-щелочных магм: последовательным уменьшением количества цветных минералов, увеличением роли кварца по отношению к полевым шпатам, равно как и сопряженного обратного соотношения натриевого и калиевого компонентов в общем составе полевого шпата. Эти выводы могут быть выражены более наглядно с помощью графиков зависимости отдельных, наиболее характеристических петрохимических параметров от общей кислотности — комплексного параметра  $A_c$ , учитывающего не только возрастание кремнекислотности, но и соотношение всех основных компонентов гранитов. При этом сравнение по  $A_c$  позволяет использовать как бы более растянутую индикаторную шкалу:

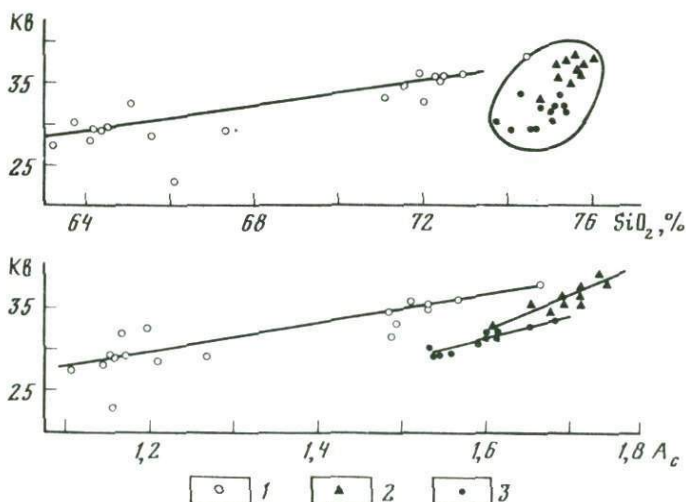
**Таблица 1**  
**Петрохимическая характеристика главных типов гранитов**  
**(анализы приведены к 100%, за вычетом воды и летучих)**

№ п/п	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	73,26	72,40	75,67	75,38	75,02
TiO <sub>2</sub>	0,30	0,31	0,15	0,08	0,15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,03	14,36	13,08	13,35	12,45
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,01	0,98	0,76	0,43	1,40
FeO	1,41	1,74	0,96	0,95	1,10
MnO	0,10	0,06	0,04	0,04	0,04
MgO	0,50	0,68	0,26	0,17	0,21
CaO	1,51	1,65	0,74	0,51	0,48
Na <sub>2</sub> O	3,63	3,59	3,69	4,45	4,55
K <sub>2</sub> O	4,24	4,23	4,66	4,65	4,60
A <sub>c</sub>	1,58	1,53	1,71	1,61	1,60
K <sub>a</sub>	0,75	0,73	0,85	0,92	1,00
KB	36	35	34	31	31
(Na + K) / Ca	7,4	7,0	16,5	26,6	28,6

1 – средний гранит по 65 регионам, по А.А. Беусу; 2–5 – главные формационные типы гранитов, по Ю.Б. Марину: 2 – гранитовый, 3 – аляскитовый, 4 – субщелочно-лейкогранитовый, 5 – щелочно-гранитовый; 6–10 – средние составы гранитов, по

в ряду от базальтов до гранитов  $A_c$  возрастает почти в три раза (от 0,6 до 1,8), а SiO<sub>2</sub> – лишь в 1,5–1,7 (от 45–50 до 75–77%).

Рассмотрим с этой целью соотношение  $A_c$  и двух характеристических параметров – KB и  $K_a$  применительно к сравнению средних формационных типов гранитов (табл. 1). Первый параметр – KB оценивает относительную кремнекислотность по доле нормативного кварца в общей сумме норма-



**Рис. 6. Сравнение главных типов гранитов по соотношению кварцевого параметра, кислотности и кремнекислотности**

1 – нормальные граниты; 2 – аляскиты; 3 – щелочные и субщелочные граниты

6	7	8	9	10	11	12
70,77	69,80	73,94	76,87	74,27	71,41	72,56
0,39	0,41	0,11	0,07	0,29	0,40	0,07
14,59	14,53	12,44	13,10	11,55	11,31	12,54
1,58	2,00	2,60	—	3,00	4,30	1,90
1,80	1,68	1,29	1,05	1,09	2,20	0,92
0,12	0,12	0,02	0,01	0,04	0,11	0,05
0,89	1,16	0,26	0,06	0,16	0,25	0,16
2,01	2,21	0,46	0,45	0,28	0,84	0,17
3,51	3,51	4,59	3,55	4,70	4,94	7,29
4,14	4,27	4,24	4,84	4,58	4,23	4,24
1,46	1,40	1,59	1,79	1,59	1,44	1,29
0,70	0,71	0,98	0,84	1,10	1,12	1,32
35	33	32	38	33	30	25
5,6	5,2	28,8	26,9	49,3	16,6	105,5

Дели: 6 — гранит всех периодов, 7 — щелочноземельный, 8 — щелочной, 9 — аляскит, 10 — комендит; 11 — ультращелочной (агпаитовый) гранит, по С. Нокколдсу; 12 — ультращелочной гранит, Нигерия (по П. Боудену).

ивных количеств щелочных полевых шпатов и кварца. Его можно определить как показатель общей кислотно-щелочной дифференциации, непосредственно зависящей от специфики соотношения главных породообразующих минералов в лейкократовых редкометалльных фациях (аляскиты или льбититы). Вторым параметром — коэффициентом агпаитности  $K_a$  — в большей степени отражает величину щелочности: состав плагиоклазов и их соотношение с щелочными полевыми шпатами, а также повышенную щелочность цветных минералов в агпаитовых фациях (эгирин и щелочные роговые обманки).

Как показывает график  $A_c - KB$  (рис. 6), все главные типы гранитов отличаются по автономным трендам возрастания кварца относительно щелочных полевых шпатов по мере магматической дифференциации. При этом собственно гранитовый тренд является продолжением гранодиоритового, а характерные для редкометалльных фаций щелочные и субщелочные граниты принадлежат к единому тренду и в этом отношении могут быть противопоставлены аляскитам и обычным гранитам.

Изменение величины  $A_c$  по сравнению с обычной оценкой кислотности по  $SiO_2$  помогает выявить более тонкие петрохимические различия: на графике  $KB - SiO_2$  щелочные и аляскитовые типы гранитоидов образуют общее поле, без четких петрохимических трендов. Это обстоятельство обусловлено меньшей изменчивостью величины  $SiO_2$  по сравнению с  $A_c$ . Так, например, величина  $A_c$  в большей степени оценивает отличие алясков ( $A_c = 1,71$ ) от щелочных гранитов ( $A_c = 1,60$ ), чем  $SiO_2$  (соответственно 75,7 и 75,0). Также и по соотношению значений  $A_c$  и величины агпаитности все граниты повышенной щелочности, включающие главные редкометалльные фации, четко отделяются от нормальных гранитов. В среднем граните, по Р. Дели, коэффициент агпаитности составляет 0,7, в редкометалльных гранитах его величина может возрастать до 0,9, а в наиболее щелочных выше 1.

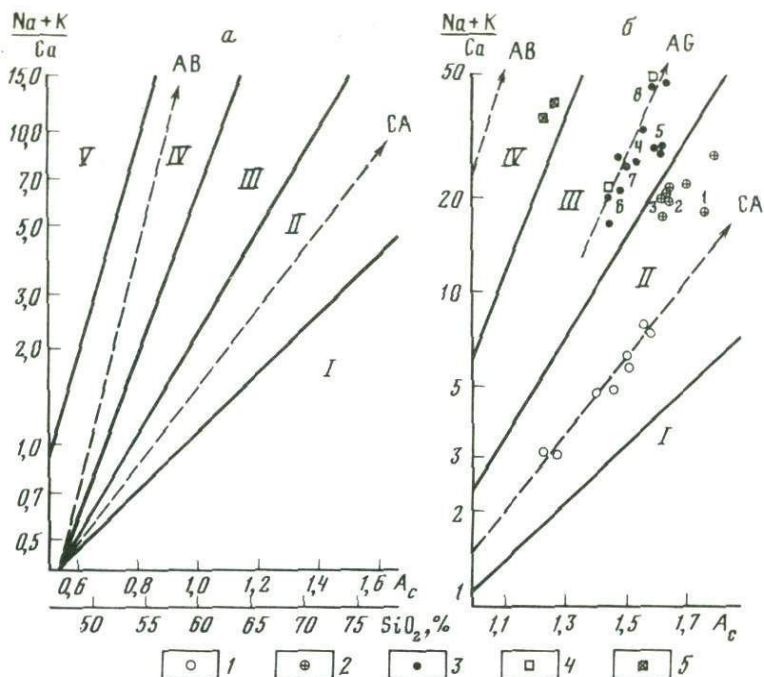


Рис. 7. — Диаграмма  $\frac{Na+K}{Ca} - A_c$  базальтоидных серий и гранитоидов

*a* — главные петрохимические поля и тренды базальтоидных серий; I — V поля I — известковых низкокальциевых толеитовых серий, II — известково-щелочных среднекальциевых серий, III — субщелочных и умеренно-щелочных серий; IV — высокощелочных базальтоидов; V — фойдитовых составов (нефелиниты, фонолиты); CA — главный известково-щелочной базальт-риолитовый тренд, AB — главный щелочно-базальтовый тренд континентальных и островных океанических серий

*b* — часть диаграммы для гранитоидов при высоких значениях параметра  $\frac{Na+K}{Ca}$ ;

1 — известково-щелочные гранитоиды, по р. Дели, А.А. Беусу, Нокколдсу; 2 — умеренно-щелочные граниты; 3 — главная группа щелочных гранитов (тренд AG); 4 — комендиты; 5 — пантеллериты (о-в Пантеллерия и Эфиопия); 1—8 — средние типы щелочных гранитов различных районов: 1 — Алтай, 2 — Кольский п-ов, 3 — Казахстан, 4 — Восточная Сибирь, 5 — Тува, 6 — Гренландия, 7 — Нигерия, 8 — Монголия (по данным Н.М. Куниной, В.И. Коваленко и др.)

При петрологической и геохимической типизации гранитов их наиболее щелочные типы нередко противопоставляются нормальным палингенным гранитоидам как дифференциаты щелочно-базальтовых пантеллеритовых магм. В связи с этим представляет интерес сопоставление составов щелочных гранитов, пантеллеритов и щелочных базальтоидов с помощью предложенного автором метода типизации базальтоидных серий на основе диаграммы  $A_c - (Na+K)Ca$  (рис. 7, *a*). Этот метод по сравнению с другими методами оценки щелочности (например, по сумме  $Na_2O + K_2O$ ) удобен в том отношении, что позволяет количественно оценить степень известковистости—щелочности главных типов магматических пород и серий в соответствии с традиционным их подразделением на известковые, известково-щелочные и щелочные. При этом в отличие от сериальных индексов (например, индекс Пикока) возможна оценка известковистости—щелоч-

**Таблица 2**  
**Пересчет химического состава пород**  
**на параметры диаграммы АФК**

Оксиды	Гранит				Грейзен			
	мас. %	атомные кол-ва	$V_C$	$Me \cdot V_C$	мас. %	атомные кол-ва	$V_C$	$Me \cdot V_C$
SiO <sub>2</sub>	72,10	1200	1	—	82,79	1378	1	—
TiO <sub>2</sub>	0,19	2	1,5	3	—	—	1,5	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,01	294	3	882	8,32	163	3	489
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,65	8	2	16	0,07	1	2	2
FeO	1,32	18	5	90	1,21	17	5	85
MnO	0,05	1	5	5	0,07	1	5	5
MgO	0,43	11	5,5	61	0,03	1	5,5	6
CaO	1,34	24	7,5	180	0,14	2	7,5	15
Na <sub>2</sub> O	3,95	127	8,5	1080	2,21	71	8,5	604
K <sub>2</sub> O	4,12	88	9,5	836	3,81	81	9,5	770
F	0,05	—	—	—	0,60	—	—	—
H <sub>2</sub> O	0,45	—	—	—	0,56	—	—	—
Сумма	99,66			$\Sigma = 3153$	99,81			$\Sigma = 1976$
		$4Si = 1200 \times 4 = 4800$			$4Si = 1378 \times 4 = 5512$			
		$A_C = 4800 : 3153 = 1,52$			$A_C = 5512 : 1976 = 2,79$			
		$K_a = (127 + 88) : 294 = 0,73$			$K_a = (71 + 81) : 163 = 0,93$			
		$A = 1,52 : 1,5 = 1,01 = 40\%$			$A = 2,79 : 1,5 = 1,86 = 20\%$			
		$K = 0,73 : 0,7 = 1,04 = 40\%$			$K = 0,93 : 0,7 = 1,33 = 15\%$			
		$F = 0,05 : 0,1 = 0,50 = 20\%$			$F = 0,60 : 0,1 = 6,00 = 65\%$			
		$\Sigma = 2,55 = 100\%$			$\Sigma = 9,19 = 100\%$			

ности тех или иных конкретных пород по единичным анализам, без предварительного определения полного петрохимического тренда серии. Это особенно важно для интрузивных магматитов, обычно не образующих комагматических серий в достаточно широком диапазоне кремнекислотности.

Как видно из диаграммы (рис. 7, б), некоторые распространенные типы щелочных гранитов находятся не только вне главного щелочно-базальтового—щелочно-трахитового тренда, но и вне общего поля высокощелочных базальтоидных составов, к которому принадлежат лишь типичные разности пантеллеритов. При этом для основной части группы щелочных гранитов может быть намечен тренд дифференциации в субщелочном поле III. Часть же щелочных гранитов, хотя и отличается несколько повышенной щелочностью по отношению к главному известково-щелочному тренду дифференциации, но не выходит за пределы поля II нормальных известково-щелочных составов. Очевидно, что в этом случае присутствие в составе гранитов щелочных темноцветных минералов не находит прямого отражения в общем химизме породы и может быть обусловлено проявлением позднемагматических или наложенных метасоматических процессов. В целом по характеру щелочности (величине известково-щелочного параметра) щелочные граниты занимают промежуточное положение между типичными дифференциатами мантийных щелочно-базальтовых и орогенных известковых щелочных магм.

Наряду с петрохимическими критериями степени щелочности при оценке потенциальной рудоносности гранитоидов в качестве их важной геохимической особенности следует также учитывать различия в содержании фтора, способствующего концентрации редких элементов, особенно на поздних стадиях магматической дифференциации. В случае наиболее высоких концентраций фтора происходит образование специфических литий-фтористых и других редкометалльных гранитов. Этому вопросу посвящена обширная литература (работы А.А. Беуса, Л.В. Таусона, В.И. Коваленко и др.).

Таким образом, намечаются три принципиальных петрологических показателя, с помощью которых целесообразно сопоставлять геохимические особенности и рудоносность собственно редкометалльных гранитов; 1) общая кислотность  $A_c$  учитывает соотношение кремнезема с остальными петрогенными катионами, для лейкогранитовых гранитов этот параметр отражает, в первую очередь, соотношение кремнезема с калием и натрием, обусловленное составом полевых шпатов и их соотношением с кварцем; 2) коэффициент апаитности  $K_a$ , для гранитов он является показателем щелочности, обычно определяющимся соотношением плагиоклаза и щелочных полевых шпатов; 3) содержание фтора отражает роль геологических факторов — уровень глубинности и режим летучих при кристаллизации остаточных гранитовых магм как один из ведущих факторов их обогащения редкими металлами.

Для сопоставления указанных параметров автором предложена тройная диаграмма АФК, где А — общая кислотность ( $A_c$ ), F — содержание фтора и К — коэффициент апаитности ( $K_a$ ), нормированные по отношению к среднему типу гранитов ( $A_c = 1,5$ ;  $K_a = 0,7$ ). Для фтора в качестве стандарта взята величина среднего содержания в 0,1% (т.е. округленная величина его кларка для гранитов, равного по А.П. Виноградову 0,08%). Пересчет вручную на диаграмму АФК несложен (примеры пересчета приведены в табл. 2). При массовых пересчетах целесообразно использовать ЭВМ для вычисления  $A_c$  и коэффициента  $K_a$  по специальной программе, составленной в вычислительном центре ИМГРЭ.

### Петрохимические типы, геохимические тренды и рудоносность гранитов

Общей генетической особенностью собственно редкометалльных месторождений гранитоидного ряда — грейзеновых, альбититовых (апогранитовых) и пегматитовых — является тесная пространственная связь с интрузивными материнскими гранитоидов. При этом образование редкометалльных месторождений непосредственно сопряжено с заключительными стадиями интрузивной деятельности и процессами позднемагматического и высокотемпературного гидротермального изменения материнских гранитов (микроклиннизация, альбитизация, грейзенизация). Последовательное развитие этих процессов приводит к смене нормальных гранитов наиболее лейкократовыми фациями, обычно с повышенными содержаниями редких и летучих элементов ("редкометалльные граниты").

Поэтому при анализе факторов рудоносности гранитов, отражающих их петрохимические и геохимические особенности, правильнее сопоставлять не все породы, входящие в состав интрузивных комплексов и формаций (ассоциаций, серий), а в первую очередь лейкократовые и щелочные граниты. Для этого целесообразно сравнить гранитоиды из наиболее типичных рудных редкометалльных провинций СССР и других регионов (Рудные Горы ЧССР и ГДР, Центральный Французский массив, провинция щелочных гранитов Нигерии и др.). Для оценки петрохимических параметров и

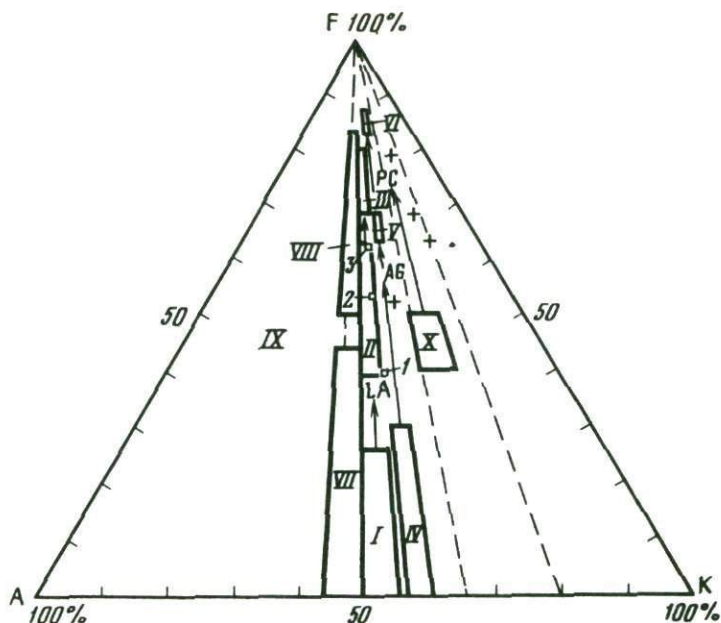


Рис. 8. Диаграмма АФК рудоносных и безрудных фаций главных типов гранитов 1-3 — средние составы гранитов: 1 — щелочных; 2 — апогранитов; 3 — плюмазитовых высокофтористых; I-X — поля составов гранитов: I-III — нормальные граниты, лейкограниты и аляскиты; I — безрудные, II — рудоносные граниты Казахстана, III — рудоносные гранитоиды различных регионов; IV-VI — щелочные граниты и лейкограниты Нигерии и других регионов; VII, VIII — низкощелочные высокоглиноземистые и грейзенизированные рудоносные граниты оловорудных провинций: IX — грейзены; X — пантеллериты — комендиты океанических островов Пасха, Буве, Вознесение и др. Крестиками показаны составы континентальных пантеллеритов и комендитов. Главные петрохимические тренды; LA — лейкогранит-аляскитовый, AG щелочногранитовый и PC — пантеллерит-комендитовый

сопоставления рудоносных гранитов с помощью предлагаемой диаграммы АФК использованы материалы обобщающих публикаций А.А. Беуса, В.И. Коваленко, С.М. Бескина, Ю.Б. Марина, П.Г. Недашковского, В.Д. Козлова, А.И. Грабежева, В.И. Серых, М.Штемпрока и др.

На диаграмме АФК (рис. 8) характерны типы гранитоидов и соответственно редкометалльных провинций занимают определенные поля, различающиеся по соотношению величин А и К; Центральное (медианное) положение занимает область составов нормальных — субщелочных лейкократовых гранитов, обычных для многих петрографических провинций. На примере обширной провинции Центрального Казахстана для этого типа пород в зависимости от содержания фтора на диаграмме выделяются безрудные (поле I) и рудоносные лейкократовые граниты и аляскиты (поле II). С ними связаны широко известные грейзеновые и кварцевольфрамные месторождения вольфрама и молибдена.

Правее этих полей располагаются составы щелочных гранитов, лейкогранитов и альбититов Нигерии, Монголии и других регионов (поля IV, V и VI). Главными редкими элементами для них являются Nb, Sn и Zr. Особое правое положение (поле X) занимают пантеллериты-комендиты и редкие массивы щелочных гранитоидов с наиболее высокими значениями коэффициента агпаитности [10, 15, 19, 20].

Левее поля II находятся типичные лейкократовые гранитоиды оловорудных провинций Рудных Гор (ЧССР и ГДР), Центрального Французского массива и Корнуолла (поле VIII). Ниже этого поля располагаются наименее щелочные палингенные гранитоиды оловорудных провинций (Якутия, Дальний Восток, Забайкалье), хотя нередко они выделяются как "безрудные", но правильнее в основной их части (поле VII) рассматривать как исходные для более дифференцированных или автотомасоматически измененных рудных фаций. Те и другие в целом образуют общее поле на диаграмме и принадлежат к единому тренду (поле VII). Остальную левую часть диаграммы (поле IX) занимают грейзены из различных рудных провинций.

Таким образом, на основе диаграммы АФК может быть сделан вывод о том, что гранитоиды различной металлогенической специализации отличаются друг от друга по определенному, в среднем устойчивому в пределах рудных провинций, соотношению главных петрогенных параметров ( $A_c$  — общей кислотности) и коэффициента агаптитности. По сравнению с этими параметрами различия в содержании фтора отступают на второй план при петрохимической типизации рудных гранитоидных провинций, поскольку появление рудоносных фаций в любых редкометальных гранитах может быть обусловлено повышением содержания фтора и других летучих (хлор, бор).

Как показывает практика геолого-петрографических и геохимических исследований, при типизации редкометальных гранитов и лейкогранитов на первое место выступают особенности их химического состава, определяющие характерные петрохимические признаки ("агаптитовый", "щелочной", "ультракислый" и др.). Это вызвано необходимостью дополнения и конкретизации предложенных в последние годы стандартных классификаций, оказывающихся слишком общими для сравнительной характеристики редкометальных гранитов, все разновидности которых по минеральному составу попадают практически в одну общую группу — лейкогранитов. К лейкогранитам, согласно этим классификациям, отнесены породы с содержанием  $SiO_2$  более 73% при сумме  $Na_2O$  и  $K_2O$  от 7 до 8% для нормальных разностей и более 8% для щелочных и субщелочных.

Необходимо подчеркнуть, что в нормальных гранитах среднее значение  $K_a = 0,7$  отражает главным образом наличие анортитовой молекулы до 20–30% в составе известково-щелочного плагиоклаза. Поэтому повышение щелочности и переход к щелочным гранитам возможен двояким образом: как за счет увеличения количества щелочного полевого шпата — альбита или микроклина (величина  $K_a$  для них равна 1), так и появления цветных щелочных минералов — эгирина и др. В связи с последним, как следует из петрологической специфики гранитоидов и щелочных пород, необходимо четко различать породы с величиной  $K_a \leq 1$  (субщелочные) и больше 1–1,1 (щелочные агаптитовые). И в тех и других могут быть щелочные пироксены и амфиболы, но в первых, как показывает сопоставление модального и химического состава, повышение величины  $K_a$  практически целиком обусловлено преобладающим развитием щелочного полевого шпата (чаще всего альбита), а не присутствием второстепенных для лейкогранитов цветных щелочных минералов. Подобные породы по общему химизму могут не отличаться от "нормальных" моношпатовых аляскитовых гранитов.

Следует также отметить, что появление в небольшом количестве щелочных цветных минералов в щелочных гранитах с величиной  $K_a \leq 0,9–1$  большей частью не отражает каких-то существенных генетических и геохимических факторов, например, генетической связи с особыми типами исход-

ных магм (большей глубинности и щелочности, повышенной редкометалльности). Напротив, подобные породы как предельно щелочные сопутствуют нормальным гранитоидам в виде единичных, обычно мелких массивов (чаще участков или зон) за счет проявления процессов наложенной метасоматической альбитизации. Типичный пример — Горно-Алтайская провинция.

Примечательной петрологической чертой подобных субщелочных—щелочных гранитов является их сопоставимость с нормальными гранитами по соотношению щелочности и кремнекислотности. Это обусловлено тем, что повышение щелочности сопровождается также заметным повышением кремнекислотности. В качестве примера можно привести лейкограниты Центрального Казахстана. По общему для них высокому содержанию  $\text{SiO}_2$  (до 75—76%) их относят к ультракислым гранитам [17], выделяя среди них по минеральному составу щелочные разновидности. При переходе к последним от нормальных гранитов через лейкократовые граниты и аляски-киты валовая щелочность (в массовых процентах окислов) практически остается постоянной, но возрастает ее натриевая составляющая, что вызывает увеличение общей щелочности (количества атомов щелочных металлов). Это приводит к повышению величины  $K_a$  от 0,8 до 0,9—0,97. Одновременно заметно возрастает содержание  $\text{SiO}_2$ : от 73,5% в гранитах до 76—76,5% в аляскитах и щелочных аляскитах (см. табл. 1). Соответственно величина кислотности  $A_c$  возрастает от 1,6 до 1,75, но соотношение кислотности ( $A_c$ ) и щелочности ( $K_a$ ) сохраняется практически одним и тем же, близким 1:1, т. е. таким же, как и в стандартных известково-щелочных гранитах.

Эта важная петрологическая характеристика субщелочных лейкогранитов наглядно выявляется с помощью диаграммы АФК, на которой они принадлежат к тому же полю, что и средние составы гранитов земной коры ( $A = 50$ —55%). Величина  $A_c$  в них меняется от 1,46 (средний гранит всех периодов, по Дели), до 1,53 (средний состав для гранитовой формации, по Ю.Б. Марину и соавторам), а  $K_a$  — от 0,70 до 0,73 (табл. 1). Таким образом, по соотношению  $A_c$  и  $K_a$  в средней (медианной) части диаграммы АФК намечается единый петрохимический тренд: от нормальных гранитов со стандартной величиной  $K_a = 0,7$ , через лейкограниты с  $K_a = 0,85$ —0,92 к щелочным аляскитам и альбититам с величиной  $K_a$  в диапазоне 0,9—1,0.

Принципиально иной тип щелочных гранитов при  $K_a > 1$  представлен в собственно щелочно-гранитных провинциях, классическим эталонным примером которых является Нигерия [7, 21, 22]. В отличие от лейкогранитов и щелочных аляскитов нормального ряда гранитоидов содержание кремнезема в щелочных эгирин-арфведсонитовых и рибекит-арфведсонитовых гранитах может понижаться с 76 до 71—73%, но при этом сохраняется высокая щелочность —  $K_a = 1,05$ —1,3. При относительно пониженной величине  $A_c = 1,5$ —1,3 эти граниты на диаграмме АФК с соотношением  $A:K < 45:55$  располагаются правее поля нормальных гранитов, щелочных аляскитов и лейкогранитов, примыкая к полю составов агапитовых кремнекислых эффузивов (пантеллериты—комендиты). Для всех этих пород в зарубежной литературе обычно используется термин “ультращелочные” (peralkaline).

В наиболее минерализованных разновидностях щелочных (ультращелочных) гранитов содержание фтора достигает 2%. При пересчете на параметры диаграммы АФК эти граниты располагаются вблизи вершины. Таким образом, на диаграмме при сохранении соотношения  $A_c : K_a$  прослеживается единый петрохимический тренд от исходных щелочных гранитов к редкометалльным разновидностям — щелочным альбититам или апогранитам.

В гранитных интрузивных комплексах нигерийской провинции наряду с редкометальными щелочными выделяются более распространенные плюмазитовые, близкие к апогранитам ( $K_a = 0,8-0,9$ ), и нормальные биотитовые граниты типа Джос-Букуру ( $K_a = 0,7$ ) с касситеритовой грейзеновой минерализацией. Среди этих гранитов, более поздних по отношению к щелочным, также встречаются субщелочные разности с гастингситом и фаялитом. Эти граниты и альбитизированные колумбитоносные биотитовые граниты (с  $A_c = 1,4-1,7$  и  $K_a = 0,86-1,0$ ) являются переходными между щелочными (ультращелочными) и нормальными гранитами.

Из изложенного следует, что в общем спектре составов лейкогранитов формально могут быть намечены постепенные переходы от нормальных разностей к щелочным через переходные субщелочные граниты. Принимая, однако, во внимание подчиненную металлогеническую роль последних по отношению к нормальным ультракислым гранитам в обычных гранитоидных провинциях и к щелочным агапитовым гранитам в щелочно-гранитных провинциях, правильнее противопоставлять эти провинции как "нормальные" и "щелочные". Соответственно и развитые в них серии гранитоидов можно типизировать как "нормальные" и "щелочные" — со своими петрохимическими трендами и принципиально различной металлогенией.

Особое поле, правее большей части щелочных гранитов, занимают на диаграмме AFK составы пантеллеритов-комендитов из континентальных и океанических островных провинций с наиболее высокими значениями коэффициента агапитности — до 2 и выше. Поэтому для них можно считать наиболее оправданным термин ультращелочные. К этому полю в верхней части диаграммы AFK принадлежат единичные массивы наиболее агапитовых щелочных гранитов. Именно для этого типа гранитов, по-видимому, наиболее допустимо предположение о их связи с мантийными щелочными магмами. Следовательно, для главной массы щелочных гранитов, включая и умеренно агапитовые разности, исходными магмами являются палингенные или гибридные мантийно-коровые, но не ювенильные щелочно-базальтовые.

Из предыдущего следует, что при типизации редкометальных гранитоидов наиболее рационально исходить не из абсолютных значений параметров кислотности (кремнекислотности) и щелочности, а из их соотношения, сохраняющегося в генетических сериях пород — от исходных гранитов до наиболее минерализованных редкометальных фаций. Используя упоминавшиеся традиционные названия, могут быть намечены три главные группы пород: нормальные, щелочные и ультращелочные, с подчиненными им переходными субщелочными гранитоидами. Эти группы и соответствующие им серии гранитоидов являются частью более широких геологических ассоциаций или формаций, включающих базиты, сиениты и другие породы [15].

На основе выделенных групп можно наметить следующие петрохимические и геохимические тренды на диаграмме AFK в ее правой половине (см. рис. 8).

1. Главный тренд LA — нормальных известково-щелочных и субщелочных лейкогранитов и "ультракислых" аляскитов с преимущественно W-Mo оруденением при подчиненном значении Be, Li и Ta (Казахстан, Рудные Горы, Забайкалье и др.).

2. Щелочно-гранитный тренд AG в широком диапазоне щелочности — от миаскитовых ( $K_a = 0,9-1$ ) до умеренно агапитовых типов гранитов с ниобиево-оловянно-циркониевым оруденением (Нигерия, Нигер, Камерун, Восточная Сибирь и др.) поля IV, V, VI.

3. Ультращелочной или собственно агапитовый тренд PC (пантеллеритов-комендитов) с наиболее высокими значениями абсолютной величины  $K_a$ .

К этому тренду принадлежат лишь немногочисленные интрузивные массивы агапитовых щелочных гранитов (Гренландия, МНР) с комплексной редкоземельно-циркониевой и бериллиево-литиевой минерализацией.

Аналогично выделению щелочных—ультращелочных гранитов, но при обратном соотношении параметров кислотности и щелочности, т. е. при  $A > K$ , на диаграмме АФК в ее левой половине может быть выделено поле низкощелочных высокоглиноземистых гранитов — с относительно пониженной агапитностью и высокой кислотностью по сравнению с нормальными лейкогранитами. Здесь необходимо подчеркнуть, что повышение параметра А в этом типе гранитов отражает, в первую очередь, их относительно низкую натриевую щелочность и высокую глиноземистость (до 15–16%  $Al_2O_3$ ), что определяет невысокую агапитность ( $K_a = 0,6–0,8$ ) по сравнению с нормальными лейкогранитами и аляскитами ( $K_a = 0,85–0,90$ ) при несколько пониженной кремнекислотности ( $SiO_2 = 72–75\%$ ). Поэтому для нормированных значений  $A_c$  и  $K_a$  типично соотношение  $A > K$ .

Граниты этого типа являются переходными от материнских биотитовых гранитов и лейкогранитов к кварцево-слюдяным и топазовым грейzenам в типичных оловорудных—редкометальных провинциях поля VIII (Рудные Горы, Центральный Французский массив и др.). Вместе с тем к этой части диаграммы (поле VII) принадлежат граниты с пониженной агапитностью, их двуслюдяные и мусковитовые разности, также входящие в комплекс пород, сопутствующий грейзеновой рудной формации (Забайкалье, Капча, Якутия). Таким образом, дополнительно к уже выделенным намечается особый петрохимический и геохимический — грейзеновый тренд, объединяющий гранитоиды в левой части диаграммы. Поля этих низкощелочных гранитов отделяют нормальные граниты от грейzenов, занимающих остальную большую часть левой половины диаграммы АФК.

На основании диаграммы очевиден общий вывод, что повышение концентрации фтора и появление в связи с этим рудоносных гранитоидов возможно при разных трендах магматической дифференциации. Поэтому можно согласиться с теми исследователями, которые в качестве главного фактора образования различных редкометальных месторождений выдвигают возможность эманационного концентрирования фтора прежде всего в зависимости от конкретных геологических условий кристаллизации гранитов (малая глубинность интрузий, наличие купольных структур и зкранов).

Однако не менее важно подчеркнуть и другое: хотя образование грейзеновых и апогранитовых месторождений на заключительных стадиях магматического процесса непосредственно зависит от масштабов эманационной концентрации фтора и других летучих компонентов, потенциальная рудоносность гранитоидов предопределяется геохимической специализацией исходных магм. При оценке геохимической (металлогенической) специализации следует выделить два аспекта: 1) различия в начальных (кларковых) соотношениях редких металлов и их типоморфные ассоциации в материнских гранитах и 2) особенности геохимического поведения редких элементов во время последующей магматической дифференциации.

Для пояснения роли геохимической специализации целесообразно сопоставить исходные нормальные и щелочные граниты из разных провинций с их поздними дифференциатами — лейкогранитами и аляскитами, с которыми непосредственно связаны те или иные рудные формации. Для такого сопоставления удобно использовать коэффициенты концентрации редких элементов по отношению к величине их кларков в гранитах по А.П. Виноградову. На основе коэффициентов концентрации может быть выделена условная формула потенциальной рудоносности. В эту формулу

**Таблица 3**  
**Средние содержания (г/т) и коэффициенты концентрации**  
**редких элементов в гранитоидах**

№ п/п	Регион и тип гранитов	W	Sn	Be	Li	Nb	Zr(Mo)	Тип металлогенической зональности
1	Рудные Горы ЧССР, ГДР	$\frac{1,6^*}{1}$	$\frac{6}{2}$	$\frac{6}{1}$	$\frac{90}{2,2}$	$\frac{19}{1}$	$\frac{110}{0,5}$	(Sn, Li, W)
2	То же	$\frac{10}{6,7}$	$\frac{30}{10}$	$\frac{9}{1,6}$	$\frac{200}{5}$	$\frac{13}{0,6}$	$\frac{100}{0,5}$	Sn <sub>10</sub> W <sub>4</sub> Li <sub>5</sub>
3	Нигерия	—	$\frac{13}{4}$	$\frac{8}{1,5}$	$\frac{183}{4,5}$	$\frac{106}{5}$	$\frac{200}{1}$	Nb <sub>5</sub> Li <sub>4</sub> Sn <sub>4</sub>
4	"	—	$\frac{12}{4}$	$\frac{6}{1}$	$\frac{20}{0,5}$	$\frac{91}{4,5}$	$\frac{670}{3,3}$	Nb <sub>5</sub> Sn <sub>4</sub> Zr <sub>3</sub>
5	"	—	$\frac{49}{16}$	$\frac{13}{2,4}$	$\frac{243}{6}$	$\frac{605}{30}$	$\frac{2390}{12}$	Nb <sub>30</sub> Sn <sub>16</sub> Zr <sub>12</sub> Li <sub>6</sub>
6	Забайкалье	$\frac{1}{0,7}$	$\frac{7}{2}$	$\frac{5}{0,9}$	$\frac{48}{1,2}$	—	—	(Sn, Li, Be)
7	"	$\frac{6}{4}$	$\frac{25}{8}$	$\frac{13}{2,4}$	$\frac{125}{3}$	$\frac{50}{2,5}$	$\frac{170}{0,9}$	Sn <sub>8</sub> W <sub>4</sub> Li <sub>3</sub>
8	Дальний Восток	$\frac{5,5}{3,7}$	$\frac{18}{6}$	$\frac{11}{2}$	$\frac{137}{3,4}$	$\frac{36}{1,8}$	$\frac{122}{0,6}$	Sn <sub>6</sub> W <sub>4</sub> Li <sub>3</sub>
9	То же	$\frac{2,3}{1,5}$	$\frac{13}{4}$	$\frac{6}{1}$	$\frac{69}{1,7}$	$\frac{134}{6,7}$	$\frac{1070}{5,6}$	Nb <sub>7</sub> Zr <sub>6</sub> Sn <sub>4</sub>
10	Казахстан	$\frac{3}{2}$	$\frac{4}{1,3}$	$\frac{8}{1,5}$	$\frac{36}{0,9}$	$\frac{27}{1,3}$	$\frac{1-2^{**}}{1-2}$	(W, Mo)
11	"	$\frac{24}{16}$	$\frac{10}{3}$	$\frac{11}{2}$	$\frac{194}{2,4}$	$\frac{37}{2}$	$\frac{15^{**}}{15}$	W <sub>16</sub> Mo <sub>15</sub> Sn <sub>3</sub>
12	Урал	—	$\frac{2}{0,7}$	—	$\frac{20}{0,5}$	$\frac{9}{0,5}$	$\frac{1,3^{**}}{1}$	(Mo, Sn, Nb, Li)
13	"	—	$\frac{7}{2}$	—	$\frac{80}{2}$	$\frac{50}{2,5}$	$\frac{5^{**}}{4}$	Mo <sub>4</sub> (Nb <sub>2</sub> Sn <sub>2</sub> Li <sub>2</sub> )

\* В числителе приведены средние содержания, в знаменателе — коэффициенты концентрации;

\*\* — значения для молибдена.

1, 6, 10, 12 — биотитовые граниты и аляскисты безрудные, лейкограниты; 2, 3, 7, 8 — плюмазитовые; 4 — амфиболовые фаялитовые; 5, 9 — щелочные; 11, 13 — аляскисты рудные.

включены металлы с величиной коэффициента концентрации, превышающей в 3 раза и более кларковые содержания в стандартных известково-щелочных гранитах.

Как показывают результаты сравнения, среди типичных рудных провинций (табл. 3) характер рудной ассоциации в общем наследуется от материнских гранитов и формируется в процессе магматической дифференциации. При этом чем специализированнее исходные граниты, т. е. чем выше в них концентрация ряда редких и рудных элементов, тем определеннее выражен и тип рудной ассоциации в поздних лейкогранитах и щелочных альбититах или грейзенах. Напротив, в менее специализированных провинциях из обще-

го числа рудных и редких элементов лишь какая-то меньшая часть затем концентрируется в рудных месторождениях.

Так, например, для нигерийской щелочно-гранитной провинции характерный металлогенический профиль (Nb, Sn, Zr) возникает уже на стадии генерации материнских, по П. Боудену и др. [21], фаялитовых гранитов. Этими гранитами начинается последовательный щелочно-гранитный геохимический тренд, заканчивающийся высокофтористыми щелочными рудосытными гранитами с той же ассоциацией рудных элементов.

Прямая зависимость типа рудной минерализации от геохимической специализации материнских биотитовых гранитов вполне определенно выражена и для другого — низкощелочного, высокоглиноземистого петрохимического тренда этой провинции [21]. Для Рудных Гор, как это видно из табл. 3, совпадают геохимическая специализация исходных гранитов и тип рудной ассоциации элементов в месторождениях.

Для Казахстана, как следует из диаграммы АФК, при переходе от безрудных к рудоносным гранитам и значительном возрастании концентрации фтора сохраняется соотношение параметров А и К. В этом случае также наследуется металлогеническая специализация исходных гранитов, но лишь часть возможных рудных металлов концентрируется в грейзеновых месторождениях. В первую очередь это относится к вольфраму и молибдену, хотя в исходных гранитах на примерно таком же уровне были содержание бериллия, олова, лития и ниобия [17].

Для Урала, как видно из табл. 3, также наследуется геохимический тип рудной ассоциации, хотя в исходных гранитах содержание рассматриваемых рудных элементов находится на кларковом уровне [8]. Следует отметить относительно невысокий уровень концентрации фтора и редких металлов в гранитах Уральской провинции по сравнению с другими редкометальными провинциями. Так, по сравнению с гранитными массивами Нигерии, дифференцирующимися по низкощелочному тренду, даже в наиболее продуктивных малоглубинных аляскитах Урала содержание редких металлов ниже, чем в исходных биотитовых гранитах Нигерийской провинции. В 2—3 раза понижено и содержание фтора. Еще больше разница между лейкогранитами и плюмазитовыми аляскитами обеих провинций.

Хотя практически все редкие элементы принято считать фторофильными, но для различных петрохимических типов высокофтористых гранитов характерны разные ассоциации редких элементов. Такие, например, элементы, как Nb, Zr или TR, образуют наиболее крупные концентрации лишь при дифференциации по щелочным трендам. Эта специфика металлогении отражает второй аспект рассматриваемой проблемы — особенности распределения и концентрации редких элементов в процессе магматической дифференциации. В этом отношении следует противопоставлять две группы будущих рудных элементов: 1) типичные редкие литофильные элементы, более основные, чем кремний, с низкими значениями коэффициентов распределения в магматических расплавах (Zr, Nb, Ta, TR) и 2) цветные металлы с кислотными свойствами и сульфофильной тенденцией (Mo, W, в меньшей степени Sn).

Только для первой группы элементов, когерентных калию и натрию, характерна последовательная концентрация в остаточных щелочных фракциях как кремнекислых, так и собственно щелочных магм. Поэтому уровень их начального содержания в исходных магмах предопределяет не только тип геохимической специализации, но и возможность образования наиболее крупных редкометальных месторождений.

Таким образом, геохимическая специализация материнских гранитоидных и щелочных интрузий является принципиальным критерием при оценке их потенциальной рудоносности, особенно при поисках крупных эндогенных месторождений литофильных редких и сопутствующих рудных металлов (ниобий, тантал, редкие земли, олово и др.).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Беус А.А. Геохимия литосферы. М.: Недра, 1981. 334 с.
2. Бескин С.М., Ларин В.Н., Марин Ю.Б. Редкометалльные гранитовые формации. Л.: Недра, 1979. 280 с.
3. Бородин Л.С. Проблема генезиса миаскитовых и агпайтовых магм (геологические и геохимические аспекты). — В кн.: Геохимия, минералогия, петрология: Междунар. геол. конгр. XXV сес. М.: Наука, 1976, с. 381—391.
4. Бородин Л.С. О трендах концентрации редких элементов в главных сериях изверженных пород. — Докл. АН СССР, 1978, т. 242, № 4, с. 920—923.
5. Бородин Л.С. Геохимия главных серий изверженных пород. М.: Недра, 1981. 194 с.
6. Бородин Л.С. Закономерности концентрации редких элементов в главных магматических сериях. — В кн.: Геохимия магматизма. М.: Наука, 1982, с. 190—207.
7. Боуден П. Геохимические аспекты эволюции мезозойских анорогенных гранитов Нигерии и связанной с ними минерализации. — В кн.: Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск: Наука, 1977, с. 70—81.
8. Грабежев А.И. Метасоматизм, рудообразование и гранитный магматизм. М.: Наука, 1981. 292 с.
9. Добрецов Н.Л. Введение в глобальную петрологию. Новосибирск: Наука, 1980. 199 с.
10. Коваленко В.Н. Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. Новосибирск: Наука, 1977. 205 с.
11. Лутц Б.Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М.: Наука, 1975. 167 с.
12. Марин Ю.Б., Скублов Г.Т., Ванштейн Г.Г. Петрохимическая эволюция фанерозойских гранитоидных формаций. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1978, т. 107, вып. 6, с. 650—668.
13. Овчинников Л.Н. Геохимические критерии связи процессов магматизма и рудообразования. — Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1977, № 4/5, с. 78—93.
14. Овчинников Л.Н., Бородин Л.С., Ляхович В.В. Геохимия магматических пород. — Геохимия, 1970, № 4, с. 446—459.
15. Попов В.С., Белевитин В.В., Семина В.А. Металлогения гидротермальных редкометалльных месторождений. М.: Наука, 1981. 211 с.
16. Ронов А.Б., Ярошевский А.А. Новая модель химического строения земной коры. — Геохимия, 1976, № 12, с. 1763—1795.
17. Серых В.И., Габов Ю.А., Новичкова А.П. и др. Минеральный и химический состав ультракислых гранитоидов Казахстана. Алма-Ата: Фан, 1976. 194 с.
18. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 279 с.
19. Bailey D.K., Macdonald R. Petrochemical variations among mildly peralkaline (comendite) obsidians from the oceans and continents. — Contribs Miner. and Petrol., 1970, vol. 28, p. 340—351.
20. Bowden P. Oversaturated alkaline rocks. — In: Alkaline rocks/Ed. H. Sørensen. 1974, p. 109—123.
21. Bowden P., Bennett I.N., Whitley I.E., Moyes A.B. Rare earth in Nigerian mesozoic granites and related rocks. — In: Origin and distribution of the elements/Ed. L.H. Ahrens. 1979, p. 479—491.
22. Imeokparia E.G. Ba/Rb and Rb/Sr ratios as indicators of magmatic fractionation, postmagmatic alteration and mineralization, Afu Younger Granite Complex, Northern Nigeria. — Geochem. J., 1981, vol. 15, p. 209—219.
23. Kistler R.W., Peterman Z.E. Variations in Sr, Rb, K, Na and initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  in Mesozoic granitic rocks and intruded wall rocks in central California. — Bul. Geol. Soc. Amer., 1973, vol. 84, p. 3489—3502.

**СОСТОЯНИЕ  
И ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ РАДИОГЕОХИМИИ**

“Практически всегда новые геологические факты, установленные при изучении рудных месторождений, приводили к модернизации существующих теоретических представлений и к поиску новых путей проблем переноса и осаждения минералов экспериментальным путем”, — утверждают Л.Н. Овчинников и А.М. Масалович [20, с. 3] и добавляют: “Важно, чтобы представления о процессе рудоотложения были достоверными и отвечали главным критериям, выработанным в рудной геологии” [Там же, с. 5].

Нет необходимости доказывать, что лавина новых геологических фактов обрушилась на нас благодаря бурному развитию методов радиогеохимии, широкому внедрению ядерной физики в практику аналитических, поисково-съемочных работ и экспериментальных исследований. Это вызвано высокой чувствительностью аналитических вариантов, их экспрессивностью, автоматизацией как самих методов исследования, так и обработки громадных массивов получаемой информации с использованием идей кибернетики и ЭВМ. Радиогеохимические методы анализа особенно привлекательны благодаря низкой стоимости элементо-определений, обеспечивающей экономический эффект, и возможностью одновременного анализа большого круга элементов из единой навески на единой методической основе, что снимает все вопросы по обоснованию сопоставимости результатов, полученных по одной пробе из нескольких навесок.

Еще в 1910 г. В.И. Вернадский ставил вопрос о необходимости исследовать радиоактивность в естественных науках, в том числе в геологии и геохимии. “По мере того как мы углубляемся в явления радиоактивности, их значение для нас становится все более важным; с каждым годом перед нами открываются совершенно неожиданные следствия изучения этих явлений, следствия, коренным образом изменяющие вековые, научно выработанные понятия” [3, с. 571]. В.И. Вернадский обосновал необходимость и организовал исследования радиоактивных минералов, приступил к оценке распространения естественных радиоактивных элементов в земной коре, поставил на практическую основу проблему “определения геологического времени и деления геологических процессов”. С тех пор произошли крупные изменения в естествознании, в том числе в геологии, геофизике, ядерной физике, химии (открыты новые частицы, ядерные реакции, созданы мощные энергетические установки, атомные реакторы, генераторы излучений и т.д.).

Что касается геохимии, в особенности геохимии редких и рассеянных элементов, то она упиралась в чрезвычайную трудоемкость и дороговизну анализов, поскольку большинство упомянутых элементов встречается в исчезающе малых количествах в большинстве минералов и горных пород, а кларки их практически всегда оказывались равными чувствительности анализа, использующего разнообразные методы обогащения. Необходимо было найти методы экспрессного определения большинства элементов с тем, чтобы чувствительность анализа была хотя бы на порядок ниже истинного кларка по каждому из элементов. Теперь мы знаем, что представление о кларках большинства ЭРЭ (естественных радиоактивных элементов) и ИРЭ (искусственных радиоактивных элементов) существенно изменилось; ЭРЭ оказались более распространенными, чем это считалось раньше.

Изменилось и само представление о сущности радиоактивного распада, считавшегося самопроизвольным. "Причина, вызывающая радиоактивные превращения, — писала М. Кюри, — остается еще неизвестной. Вероятно, (подчеркнуто нами — Ф.К.) она лежит во внутренней структуре ядра, потому что внешние агенты не влияют на процессы превращения радиоактивных элементов" [16, с. 365]. Это слово "вероятно" поставлено М. Кюри не случайно. Открытие искусственной радиоактивности показало, что нерадиоактивные на Земле элементы приобретают искусственную радиоактивность в мощных полях проникающего излучения (в ядерных реакторах и генераторах), а на поверхности Луны и других космических тел обладают естественной радиоактивностью. Кусок горной породы, помещенный в ядерный реактор, может служить моделью космического тела в космическом пространстве. Следовательно, формулировку М. Кюри нужно уточнить: процессы превращения радиоактивных элементов есть следствие взаимодействия внутренней структуры атомного ядра с ионизирующим (проникающим) излучением, а не просто следствие самопроизвольного распада ядра, поскольку скорости радиоактивных превращений могут регулироваться человеком и зависят от мощности, создаваемой в реакторах, космического излучения во Вселенной, экранирующего влияния магнитного поля, атмо-, гидро- и литосферы планеты. Поэтому все геохронологические выводы, основанные на ядерных превращениях, могут считаться правомерными только в том случае, если уровень космического излучения в мировом пространстве постулируется постоянным во времени, что требует доказательств.

Радикальные изменения относятся и к самой геологии. Теперь ясно, что все геологические тела вне зависимости от их размера (минерал, порода, слой, формация, массив, сфера) и агрегатного состояния (твердое тело, жидкость, газ) содержат в своем составе ЕРЭ и любой другой элемент. Их отсутствие говорит только о недостаточной чувствительности анализа на каждый конкретный элемент в каждом конкретном объекте.

Исследование распределения элементов в отдельных минералах, горных породах, осадках, выяснение причин такого распределения, миграции, рассеяния и концентрации — вот главная задача геохимии вообще и радиогеохимии в частности. Необходимо было создать мощную аналитическую базу для этого и она стала создаваться усилиями наших ученых и коллективов физиков, химиков-аналитиков и геохимиков. Теперь она создана.

#### *Методы гамма-спектрометрии и их результаты*

Существует несколько модификаций гамма-спектрометрии: воздушная (АГСМ), наземные и лабораторные. Их удобство в том, что все они базируются на единой физической основе, хорошо сопоставляются между собой, имеют сходное аппаратное обеспечение. Для геохимических исследований чувствительность анализа должна быть существенно выше, чем для поисков радиоактивного сырья, для которого этот метод первоначально разрабатывался. В наших работах [2, 5, 6] обращалось особое внимание на разработку методов и аппаратуры для высокочувствительного лабораторного анализа. Удалось создать два измерительных комплекса в Новосибирске [2] и в Улан-Удэ [4] на базе камер низкого фона естественной радиоактивности. Повышение чувствительности достигается за счет: 1) снижения фона помещения, в котором размещается измерительный комплекс, обычно это помещение на большой глубине от поверхности (датчик располагается на глубине в Новосибирске 9,0 м, в Улан-Удэ — 18 м); 2) выбор низкофоновых конструктивных материалов для самой

установки и прежде всего детектора; 3) создание сцинтилляторов высокой разрешающей способности; 4) схемы обработки спектра с помощью ЭВМ для подавления шумов; при этом достигнутые пороги чувствительности позволяют анализировать материалы с содержанием урана и тория в пределах  $n \cdot 10^{-5}\%$  и калия — до  $n \cdot 10^{-1}\%$  [1]. Ни одно из этих четырех направлений еще не исчерпало своих возможностей. Созданы также передвижные гамма-спектрометрические станции, позволяющие быстро и надежно оконтуривать зоны метаморфизма, рудные тела и горизонты без отбора проб с помощью приставных датчиков или аналогов лабораторной установки, смонтированной на автомобиле [7, 10, 21], которую мы назвали ПЕГАСС (передвижная гамма-спектрометрическая станция). Методы АГСМ требуют специального рассмотрения. Общий недостаток всех вариантов гамма-спектрометрии состоит в том, что он дает только средние содержания ЕРЭ в крупных объемах (пробах) горных пород, руд, осадков и других образований. Исследования проводились на Енисейском Кряже, в Западном Узбекистане, Забайкалье и на Тихом океане.

Главные выводы исследований распределения ЕРЭ в Забайкалье методами гамма-спектрометрии сводятся к следующему. Распределение ЕРЭ в горных породах всех типов, в рудах и околорудных зонах не случайно, а подчиняется определенным закономерностям, выявлению которых посвящено множество работ геохимиков; при этом рассматривается только U и Th, а их анализ ведется методами химии или люминесцентно-перловым методом. Наша группа подключила к исследованию калий [2, 7, 13, 21]. Три ЕРЭ — U, Th и K — удобны для исследований, так как встречаются повсеместно в количествах, доступных для гамма-спектрометрического анализа, а также потому, что относятся к трем различным группам таблицы Менделеева [4, 10], обладают различными, иногда антагонистическими, свойствами. Вся триада характерна для самых различных полезных ископаемых [4, 10, 21], образующихся в эндо- и экзогенных условиях. Любой геологический процесс связан с перераспределением ЕРЭ, поэтому не только абсолютные количества каждого из них, но и отношения между парами ЕРЭ (U:K; U:Th; K:Th) несут информацию об условиях образования минералов, пород, концентраций полезных ископаемых, для которых ЕРЭ являются сопутствующими [6, 7, 13]. Эти отношения полезны при разработке классификаций всех типов пород: магматических, метаморфических, вулканогенных, осадочных, а также в процессах выветривания, метасоматических замещений и, в особенности, околорудных изменения и рудообразования [4, 11]. Общие закономерности в распределении ЕРЭ в главнейших типах пород и в пределах рудных полей следующие.

1. Изменение концентраций каждого из ЕРЭ идет в ходе геологической истории непрерывно—прерывисто, скачками, что позволяет использовать радиогеохимические характеристики пород для стратиграфических сопоставлений немых, в особенности докембрийских толщ и возрастной корреляции магматических комплексов [5, 7].

2. Главнейшие интрузивные и эффузивные комплексы Забайкалья обладают повышенными и высокими кларками всей триады ЕРЭ, но в особенности K, даже в апатитоносных диоритах ошурковского типа, что необычно для такого типа пород. Среди эффузивов кислого ряда высокие (до 5—8%) содержания K в пределах Удино-Кижингинской зоны оконтуривают поля золоторудных рудопроявлений. Базальтоиды Витимского нагорья, удоканские платобазальты, джидинские долинские базальты для своих групп пород также необычайно богаты K, что, вероятно, связано с особенностями строения земной коры в Забайкалье и Прибайкалье.

Именно поэтому не случайно широкое развитие высококальциевых щелочных пород типа снннритов в пределах Байкальской рифтовой зоны. Магматические породы чрезвычайно гетерогенны по распределению ЕРЭ.

3. В разрезе докембрийских пород Енисейского кряжа, Алданского щита и Забайкалья распределение ЕРЭ оказывается чрезвычайно контрастным вплоть до появления пород, практически лишенных одного, двух и даже всех трех ЕРЭ, что свидетельствует о развитии глубоких кор выветривания эопротерозойской и, возможно, эопротерозойской эпох, которые надежно еще не откартированы [4, 5, 7].

4. При метаморфизме пород идет закономерное изменение концентраций ЕРЭ и их отношений. Каждая фаза метаморфизма характеризуется своими минеральными парагенезисами, а содержания ЕРЭ и отношения коррелируются с ними. Принципиально новым и важным для прогнозирования был вывод о том, что при метаморфизме высоких ступеней происходит вынос урана из метапелитов, липаритов и других кислых эффузивов, а из базальтоидов – вынос золота, ЕРЭ и Au в зонах развития более низкотемпературных фаций метаморфизма [6, 10, 13].

5. Наиболее полная дифференциация ЕРЭ идет в условиях седиментогенеза. Исследование начальных этапов процесса показало, что перераспределение ЕРЭ начинается уже в корях выветривания. Для каждого типа пород и ландшафтов намечаются свои особенности. Например, в условиях гумидного климата Забайкалья в профилях выветривания имеются зоны, в которых уран не только не выносятся, но даже накапливается. Главными концентраторами являются слоистые силикаты, глины, гидрокислы. Такие же зоны имеют место и в отношении Th. Главным механизмом концентрации является сорбция [7, 12]. Все три ЕРЭ в корях выветривания геохимически активны, в том числе и торий.

6. Процессы корообразования в гумидной полосе северного полушария идут с фракционированием изотопов урана [7].

7. Наиболее интенсивное перераспределение ЕРЭ связано с воздействием на породы гидротермальных растворов, причем изменения параметров таких растворов отражаются на абсолютных содержаниях каждого из ЕРЭ и на их отношениях между собой. Важно отметить, что между ЕРЭ и другими полезными компонентами наблюдается корреляционная зависимость. Математическая обработка данных в распределении ЕРЭ в полях месторождений [6, 21] показывает, что дисперсия в распределении ЕРЭ может рассматриваться не просто как математическая категория, но как реальная мера вероятности выявления рудных концентраций в полях метаморфических преобразований пород. Перераспределение ЕРЭ отмечается для всех видов и типов месторождений полезных ископаемых, поскольку изменение параметров растворов, преобразующих породу при выветривании, метаморфизме или при гидротермальном рудообразовании, приводит к закономерному изменению содержания ЕРЭ и отношений, отражающему в зональном распределении, что дает теоретическую основу для предсказания изменения полезного ископаемого на глубину и на флангах, а также для поисков недостающих звеньев оруденения в общей цепи рудообразования [13].

8. Из сказанного следуют прикладные выводы:

а) исследование измерений ЕРЭ и их отношений позволяет выделять в стратиграфических разрезах рудоносные пачки и горизонты и проследить их по простиранию (рудоносные конгломераты, фосфориты, стратиморфные месторождения, железистые или химически чистые кварциты, известняки и пр.) [4];

б) образование эндогенных месторождений Au, средне- и низкотемпе-

ратурных месторождений Cu, Sn сопровождается заметным ростом содержаний K, а в зонах околорудного изменения идет накопление K и вынос U и Th (отношение K:U и K:Th возрастает) [4, 11];

в) образование месторождений Ta, Nb, TR, W, иногда Sn и в особенности бокситов идет на фоне возрастания содержаний Th и уменьшения количеств K [4, 8];

г) образование месторождений Au, полиметаллических руд Cu, Ni, Co, в некоторых месторождениях Mo, Ag, Sb, Hg идет с повышением содержания в самих рудах и околорудных пространствах.

Общий прикладной вывод сводится к тому, что между распределением ЕРЭ на кларковом уровне (их отношениями) и содержаниями нерадиоактивных полезных элементов существуют статистически достоверные корреляционные связи и, следовательно, измерение ЕРЭ имеет практический смысл для поисков месторождений нерадиоактивного сырья. Иными словами, геофизические, в данном случае гамма-спектрометрические, методы могут применяться и должны энергично внедряться для поисков и прогноза всех видов сырья, не создающих других физических полей (магнитного, электрического, гравитационного, теплового и пр.). [6, 7, 21]. Это особенно важно на начальных стадиях поисков, при расшифровке аэро- и космических аномалий, их идентификации с конкретными объектами на Земле. Ясно, что методы гамма-спектрометрии, разработанные для ЕРЭ, целиком и полностью применимы и для ИРЭ, если измерительный гамма-спектрометрический комплекс составлен с источниками возбуждения ИРЭ (активационный анализ), а в набор детекторов входят детекторы с разными энергетическими характеристиками.

#### Методы радиографии и радиоизотопии и их развитие

В радиогеохимии и геохимии требуется не просто определять ЕРЭ и ИРЭ в средних, представительных пробах пород и руд, на площади или в заданном объекте, но и знать распределение между минералами, участвующими в их сложении, а иногда и внутри одного минерала. Для этих целей методы гамма-спектрометрии и радиохимии оказываются чрезвычайно трудоемкими, так как необходимо выделение крупных навесок мономинеральных фракций, а распределение элемента внутри минерала вообще невозможно. Именно поэтому приходится обращаться к методам радиографии.

Уже в самом опыте А. Беккереля 1896 г. по засвечиванию фотопластинок солями урана содержался метод радиографии для образцов с высоким содержанием ЕРЭ. Открытие искусственной радиоактивности, спонтанного и вынужденного деления ядер элементов создало основу для развития новых научных направлений и комплекса методов изучения вещественного состава многих материалов. Перечисленные явления создают  $\alpha$ -,  $\beta$ -и другие частицы, многозарядные ионы, ядра трития, протоны, излучения различных энергий. Г.Н. Флеров и И.И. Берзина [20] подвели итоги исследований по созданию методов анализов с использованием в качестве детекторов самих объектов (слюды, стекла, пленки), эмульсии, клеи и т.д., позволяющих регистрировать следы частиц или излучений, вместе с их энергетическими характеристиками и координатной привязкой точек излучения; способов выявления треков на детекторах, методов возбуждения излучений разными источниками. Совокупность этих разработок позволяет с высокой чувствительностью определить многие элементы (U, Th, B, Li, Pb, Be) абсолютный возраст, смещение радиоактивного равновесия в различных гетерогенных системах (распределение в тканях,

меченых аминокислот в белках, формирование структуры стекол, сплавов, повреждения швов, стыков, стенок сосудов и т.п.).

Первый опыт применения таких методов в геохимии принадлежит Гудмэну и Томпсону [17], изучившим распределение некоторых элементов в шлифах горных пород, облученных нейтронами. Они установили ряд пригодности элементов для радиографирования (в порядке убывания): Dy, Er, Ba, Mn, As, Cu, Zn, La, W, Au, I, Pt, K, Na, Ca, Ni, Si, V, Cl, In, Bi, P, Sc, Ta, Mo, Al. Они выделяют удобные для каждого из элементов методы нейтронно-осколочной радиографии: для U, Th — по реакции  $(n, f)$ , для Be, Li, B — реакцию  $(n, \alpha)$  и т.д.

Ясно, что выбор методики радиографирования зависит от характера исследуемых объектов, перечня ЕРЭ или ИРЭ, их ядерных характеристик. В зависимости от этого выбирают источник, дозу облучения, тип детектора (вид эмульсии), время (экспозицию) проявления и детектирования [17]. Основное ограничение накладывают следующие обстоятельства: наличие источника облучения (реакторы, генераторы), высокие требования к технике радиационной безопасности и невозможность проведения эксперимента в динамике.

Именно поэтому для проведения экспериментов в г. Улан-Удэ (отчасти в г. Иркутске) избран метод введения выпускаемых промышленностью радиоизотопов непосредственно в исследуемый препарат или в исходные продукты эксперимента (в раствор, в шихту, в смеси). Детектирование растворов производилось на стандартных гамма-спектрометрах с многоканальными анализаторами, а при работе с одним изотопом — с помощью одноканального счетчика. Поскольку эталонов такого рода нет, приходилось пользоваться безэталонным методом [9], использующим коэффициенты распределения между разными фазами вещества, микрофотометрируя плотность почернения или густоту треков на участках с минимальными и максимальными почернениями. Приведем первые результаты экспериментальных исследований.

1. В эталон толеитового базальта, используемого в качестве шихты, вводится  $^{195}\text{Au}$  с целью анализа распределения золота при кристаллизации расплава при разных режимах охлаждения (кристаллизация и закалка), а также в зависимости от содержания S в лаве [20] и в стеклах, и в кристаллизованных базальтах отчетливо проявляется тенденция уменьшения содержаний в ряду: металлическое Fe — троилит—силикат. Халькофильность Au проявляется только при избытке S и нехватке Fe, причем сродство Au с S выше, чем сродство Cu с Ni и с Co в том же температурном интервале кристаллизации (1200—1350°C). Эксперименты с  $^{65}\text{Vi}$  показывают, что практически весь металл концентрируется в сульфидах, а при недостатке S высаживается на контактах с тиглем.

2. Эксперименты по сорбции Au природными слоистыми силикатами и гидроокислами коры выветривания и зоны окисления (вермикулит, иллит, каолинит, монтмориллонит, гетит) производились с растворами, концентрации Au в которых составляли  $1 \cdot 10^{-8}$  г/л, т.е. близко к природным водам, а pH растворов изменялась от 1,65 до 9,75. Оказалось, что Au легко мигрирует и в щелочных, и в кислых водах и начинает высаживаться на адсорбентах в тот момент, когда растворы становятся нейтральными, т.е. в точке инверсии. Однако для каждого из адсорбентов максимум осаждения несколько смещен от точки инверсии, которой мы приписываем значение pH 6,3. Золото в процессе эксперимента не только высаживалось на слоистых силикатах и гидроокислах, но и образовывало самостоятельные микровыделения. Иными словами в глинистых осадках русловых потоков может возникать новообразованное золото. Это

же относится и к зонам окисления и корам выветривания [8, 9, 12, 17].

3. Исследованы возможность анализа природных вод и контроль стандартных процедур анализа методами мокрой химии и влияние сорбции стенками лабораторных сосудов, в которых ведется анализ малых и ультрамалых количеств Au [9]. Оказалось, что проба, отобранная из одного источника в посуду из разного материала, дает при анализе разные цифры, так как золото осаждается на стенках сосудов по-разному, что легко обнаруживается с помощью  $^{195}\text{Au}$ . Коэффициент адсорбции зависит от материала сосудов, времени нахождения раствора в сосуде и pH раствора, состава примесей иловых частиц. Показано, что применяемая ныне методика мойки посуды кислотными растворами или кислотами, марганцевыми смесями себя не оправдывает, так как отмыть  $^{195}\text{Au}$  со стенок сосудов не удастся. Лучший эффект дают щелочные растворы с pH около 14. Но стоимость мойки в этом случае существенно превышает цену новой посуды.

4. Многие типы руд характеризуются крайне неравномерным распределением полезного компонента, и получение представительной навески встречает непреодолимые трудности и плохо контролируется. Для Au этот момент можно преодолеть, для чего в искусственно полученную пробу вводится известное количество золотин заданного веса. Каждая из них предварительно активируется в растворе с  $^{195}\text{Au}$ . При стандартном процессе картирования не удастся получить равномерного распределения золотин по квадратам. Удовлетворительные, статистически достоверные результаты получаются только тогда, когда деление пробы идет в процессе перемешивания [14].

15. При исследовании рудных конгломератов трудно обнаружить, увидеть золото в шлифе, так как оно очень мелкое и легко сдирается при полировке. Нами разработана методика радиоизотопного декорирования, позволяющая упростить процедуру обнаружения золотин. Для этого полированную поверхность образца на некоторое время приводят в контакт с раствором, содержащим  $^{195}\text{Au}$  или  $^{198}\text{Au}$ , а затем препарат радиографируется. Точки максимального почернения точно отражают положение золотин [11]. Многие минералы также декорируются, и по степени почернения можно получить ряды минералов, зависящие от электрического потенциала их поверхности, что уточняет диагностику минералов и во многом моделирует природные процессы. Такие же опыты произведены А.Г. Мироновым с изотопом  $^{65}\text{Zn}$ , что позволило диагностировать и изучать распределение цинка в сульфидах Cu, Ni, Co, Fe. Мы назвали этот прием методом радиоизотопного декорирования.

6. Мироновым А.Г. [17] получено распределение микропримесей в гидротермально-синтезированных минералах и соединениях. Сканирующие микроанализаторы типа "Сатеса" часто не дают удовлетворительных результатов, так как чувствительность анализа на них в микрообъектах не превышает 0,1%. Приведенный с радиографированием эксперимент с  $^{195}\text{Au}$  показал, что золото при выращивании искусственных пиритов распределяется только на гранях в двух формах: микровключений и тонкодисперсное. Внутри кристаллов пирита Au практически нет и, напротив, в пирротине оно распределяется весьма равномерно. Иными словами, в разные сульфиды Au входит в различных формах: изомерно замещающий элемент, в дефекты кристаллической решетки или на гранях. Проведены исследования других процессов (ассимиляция ксенолитов расплавами; пирросинтез минералов; гидрогеохимия Au в зоне криогенеза и др.), в том числе и с другими изотопами  $^{63}\text{Ni}$ ,  $^{65}\text{Cu}$ ,  $^{67}\text{Zn}$ ,  $^{90}\text{Sr}$ ,  $^{110}\text{Ag}$ . Исследования могут вестись с широким кругом радионуклеидов, период полураспада

которых больше времени, необходимого для эксперимента и детектирования.

Приведенные примеры иллюстрируют возможности метода, но и он уже не удовлетворяет нас потому, что исследуются только продукты, участвующие в процессе, но не сам процесс. Настоятельно необходимо изменение содержания элементов и параметров процесса в динамике.

### Возможности радиогеохимических исследований в динамике

Существуют десятки проблем, решение которых возможно только при исследовании процессов в динамике при непрерывном фиксировании содержания, отношений между парами элементов при задаваемых изменениях  $pH-Eh$ ,  $T$ ,  $P$  и других показателей системы. Упомянем, например, проблему роста золота в россыпях; контроль содержания извлекаемых или вредных компонентов в технологических растворах, пульпах; изменение содержания элементов в процессах корообразования и т.д. Методы гамма-спектрометрии применимы только к высоким содержаниям ЕРЭ или осколочных продуктов, когда трубопровод (транспортёр, пульпопровод, поток и т.п.) проходит сквозь датчик, касается датчика спектрометра, или этот датчик погружен в поток.

Нельзя ли непрерывно фиксировать взаимодействие элементов, нельзя ли увидеть изменение их содержания на экране дисплея? Эту возможность мы предварительно проработали на двух существующих приборах, созданных для других целей. Совет В.И. Вернадского о том, что "геолог должен сейчас поэтому внимательно и непрерывно присматриваться к явлениям, совершающимся в области этих процессов (радиоактивности — *Ф.К.*), изучаемых физикой ядра атомов, радиологией и особенно радиогеологией" [3, с. 675], остается в силе. Следует добавить к перечню радиогеохимию и радиоизотопную геохимию, рождающиеся на стыках геохимии и ядерной физики.

Мы предварительно проэкспериментировали возможность исследования процессов в динамике: использование синхронного излучения (СИ) для анализа элементов-примесей в кварцевых гальках конгломератов Витватесранда по тем элементам, по которым нет пока ни одного анализа. Источники СИ, состояние и перспективы его использования для исследовательских и технологических целей изложены в работах Г.Н. Кулипанова и А.Н. Скринского [15]. Использование СИ в геологии, получение спектра флюоресцентного излучения нефти, возбужденного СИ — только один этот пример приводят эти авторы.

Собственно СИ (оно же магнитно-тормозное) давно и успешно используется в физике высоких энергий, но главная его особенность в том, что оно является прекрасным источником для возбуждения флюоресценции, использующей при рентгено-флюоресцентном элементом анализе (РФЭА). Принципиально метод не отличается от обычного РФЭА, но использование СИ обеспечивает целый ряд преимуществ: острая направленность пучка при его огромной интенсивности, в  $10^5-10^7$  раз превышающей интенсивность самых мощных рентгеновских трубок, а поскольку спектр СИ непрерывен, то с помощью монохроматоров можно выделить любой интервал энергии возбуждения, удобный для выбранной цели (набора анализируемых элементов). Есть и другие преимущества, связанные в частности с техникой радиационной безопасности проведения экспериментов. Параметры СИ обеспечивают либо высочайшую чувствительность анализа

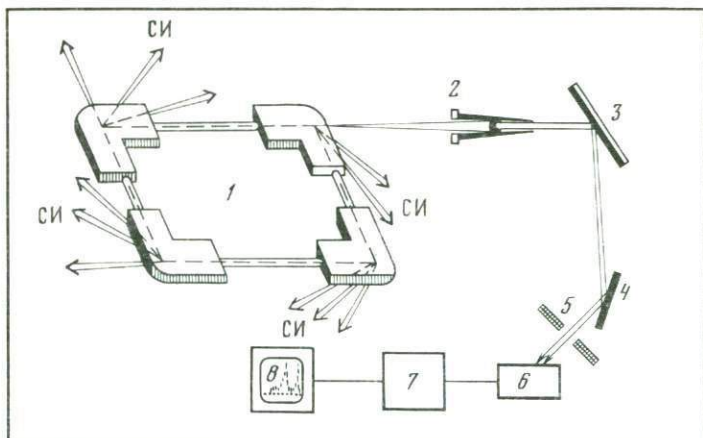


Рис. 1. Принципиальная схема использования пучков синхротронного излучения (СИ) для элементного анализа в задачах геохимии

1 — электронный накопитель (ВЭПП) (встречные электрон-позитронные пучки); 2 — коллиматор; 3 — монохроматор; 4 — препарат; 5 — монохроматор вторичного излучения (МВИ); 6 — блок регистрации; 7 — ЭВМ; 8 — дисплей, цифрорпечатать

препарата, либо экспрессность при высоких содержаниях. Электронные накопители ИЯФ СО АН СССР позволяют получать пучки, обеспечивающие анализ широчайшего круга элементов, в том числе и таких, которые недоступны для других методов, например, нейтронно-активационного. Подкупает и простота подготовки препарата к анализу, поскольку схема анализа также проста (рис. 1). Исследуемый препарат освещается монохроматизированным рентгеновским (или ультрафиолетовым) коротковолновым излучением такой энергии, которая не на много превышает  $K$  или  $L$  (кривая поглощения анализируемых элементов). Регистрируются наиболее интенсивные линии характеристического излучения:  $K_{\alpha_{1,2}}$ ;  $K_{\beta_{1,2}}$ ;  $L_{\alpha_{1,2}}$ ;  $L_{\beta_{1,2}}$ ;  $L_{\gamma_1}$ , которые хорошо известны. По ним ведется идентификация элементов, а количество зарегистрированных импульсов каждой линии дает меру количественного содержания анализируемого элемента. Регистрация спектров идет по обычной схеме, а обработка их поручается ЭВМ с выдачей спектров на дисплей, графопостроитель или в табличной форме, что зависит от целей исследований и заложенной программы. В нашем случае анализу подвергался образец, хорошо изученный и описанный ранее [11].

Упомянув об экспрессности анализа при высоких и средних содержаниях, следует сказать и о том, что СИ открывает чрезвычайно благоприятные возможности исследования быстро протекающих геологических таких, например, процессов, как взаимодействие метеорных вод с горной породой и связанных с этим процессов выветривания; растворение или рост золотин в русловом потоке при задаваемом изменении параметров потока: изменение структуры и состава слоистых силикатов при их разбухании, отмучивании и т.п.; анализ отдельных капель (например, дождинки); перераспределение элементов при промерзании вод, растворов в зоне контакта вода—лед; исследование модели водонефтяного пласта и многие другие проблемы.

СИ открывает возможности одновременного анализа комплексных руд, минералов, материалов из одной навески на очень широкий круг элемен-

Результаты РФА анализа руд Удокана с помощью СИ (в отн.ед.)<sup>1</sup>

Проба	K <sub>сф</sub>	Zr	Sr	Pb	Nb	Ag
УД-1	0,80	1,09	0,43	3,27	0,70	1,00
УД-2	0,76	1,14	0,42	3,85	0,56	0,32
УД-3	0,71	1,21	0,36	3,91	0,76	0,46
УД-4	0,00	1,44	0,34	3,15	0,57	0,19

<sup>1</sup> За единицу принято: по серебру — содержания в пробе УД-1; по остальным — содержания каждого из элементов в стандартной пробе СТ-1А.

тов, практически всех, кроме элементов, входящих в конструктивные материалы. Для примера приведем результаты анализа четырех фракций одной пробы удоканских медных руд.

Преследовалась цель оценить распределение элементов-примесей в рудах разной окисленности. Для этого единая технологическая проба с помощью электромагнитной сепарации разделена на четыре пробы, которые располагаются по степени окисленности руд. Практически нет ни чисто сульфидных, ни чисто окисленных руд, все они смешанные, с чрезвычайно пестрым отношением между сульфидами, окислами, силикатами, сульфатами, карбонатами и другими минералами меди. Степень окисленности руд оценивается коэффициентом сульфидности  $K_{сф}$ , отражающим отношение количества меди, связанной с сульфидами, к общему содержанию меди в рудах. Показатель степени сульфидности обратен по отношению к коэффициенту окисленности.

Из данных анализа (табл.) следует, что количество серебра коррелируется с наличием ковеллина и халькозина. Соотношение пиков Pb : Sr сохраняются близкими к 1 : 4, так же как в чистых минералах, т.е. никакого разделения этих элементов в процессе окисления не происходит.

На спектрах хорошо проявляются пики Mo, Pb, Bi; реже Zn, Ge, Ga, Pd; их содержания заметно выше кларковых. Это предмет особого исследования. Ясно, что руды Удокана не монометалльные [1], а комплексные, многокомпонентные.

Для наших экспериментов мы воспользовались прибором СЦИНТИ-КАРТ "М" типа МВ-1800 (Венгрия), который позволяет сканировать, визуализировать и (или) анализировать количественное распределение ИРЭ. Площадь сканирования от точки до 40 × 40 см; шаг сканирования переменный от 0,2 × 2,0 до 2,0 × 6,0 мм. Прибор позволяет регистрировать  $\gamma$ -излучение с энергиями от 10 до 1000 кэВ, с различными уровнями дискриминации, устанавливаемыми по заданной программе.

СЦИНТИКАРТ оснащен ЭВМ и выдает информацию на графопостроитель; место локализации точки излучения фиксируется черточкой, а интенсивность отражается 8 черточками разного цвета. Скорость счета может достигать  $10^4$  имп/с с вычитанием фона или интегрально. Кристалл-детектор оснащен набором коллиматоров, позволяющих фокусировать плоскость или поверхность детектирования.

Для целей геохимии система фокусировки может быть существенно упрощена, так как измерения могут вестись почти контактно. Наши опыты проводились с источниками излучения, суммарная мощность которых не превышала 10 мкК за сеанс. В принципе с описанным прибором можно производить опыты с десятками других радиоизотопов, в том числе искусственных, в спектре которых имеются удобные для детектирования участки спектра  $\gamma$ -излучения, при этом никаких ограничений по периоду

полураспада нет; долгоживущие изотопы даже удобнее, так как облегчают сравнение повторных измерений.

Для первых опытов нами были приготовлены специальные кюветы из плексигласа толщиной 2 мм. По квадратной сетке размером 30 X 30 мм высверливались цилиндрические лунки диаметром 20 мм и глубиной 1 мм. В эти лунки помещался радиоактивный препарат, над которым приклеивалась плексигласовая пластинка толщиной 1 мм. Никакой перестройки или модернизации стандартной аппаратуры не производилось.

**Опыт 1.** В кассету из трех лунок, расположенных в линию, упакованы порошки трех минералов — торианита, уранинита, сивьина (по 1 г каждый), размерность порошка 1 мм (песок). Измерение произведено через 5 сут после изготовления кассеты. Детектирование четки фиксирует местоположения накопления радона в лунке в уранинитом. Вывод: в принципе возможно определение наличия урана в газовой-жидких или трехфазных включениях в минералах, а также других радиоизотопов, если сменить детектор и уменьшить расстояние между коллиматором детектора и препаратом.

**Опыт 2.** Обнаружение пределов чувствительности детектирования  $^{137}\text{Cs}$ , выбранного потому что он обладает единственной линией  $\gamma$ -излучения 660 кэВ ( $^{137}\text{Ba}$ ). В кассете с пятью лунками, заполненными корундовым песком, вливался раствор с радиоизотопом в количествах 5,0, 2,5, 1,0, 0,5 и 0,2 мкК. Детектирование выполнено в пяти режимах (по настройке при шаге между линиями 4 мм) за 4 мин. Даже при самой низкой чувствительности отчетливо детектировались участки с плотностью 0,2 мкК в круге диаметром 20 мм (без снятия фона помещения).

**Опыт 3.** Градуировка ОЦИНТИКАРТА по чувствительности к радиоизотопу  $^{198}\text{Au}$ . Кассета из шести лунок заполнялась: три лунки с раствором, три лунки, предварительно заполненные песком, радиоактивность менялась от 0,24 до 3,0 мкКюри. Детектирование с расстояния 50 см при шаге 2 мм заняло 6 мин. В режиме минимальной чувствительности и без снятия фона надежно детектируется концентрация в 0,3 мкК, т.е. практически равная по кларку Au в природных водах. Отсюда очевидно: сцинтикارت позволяет моделировать процессы миграции, распределения и перераспределения золота при воздействии на горные породы, минералы и другие материалы вод с природными содержаниями золота в них.

Как видно из этих опытов, распределение ИРЭ в эксперименте может анализироваться как в количественном, так и в пространственном отношении достаточно надежно, экспрессно, наглядно, так как съемка одного кадра размером 9 x 12 см (размер стандартной фотопластинки) занимает всего 8–12 мин в зависимости от шага детектирования.

Применение СИ и сцинтиграфии позволяют производить уникальные в области геохимии эксперименты, если эксперимент обеспечивает современное оборудование, в том числе детекторы с хорошим энергетическим разрешением, координатные проволочные пропорциональные камеры, прецизионные монохроматоры, фотозлектронные спектрометры, система непрерывного ввода информации в ЭВМ и обработкой в процессе эксперимента. Последнее обеспечивает съемку "геохимического фильма", в котором экспозиция кадра и время между кадрами могут быть заданы программой, заложенной в ЭВМ и контролируемой визуально на дисплее. Совершенно ясно, что новый этап развития теоретической геохимии ныне не может быть обеспечен только химическими методами и радиографией статических объектов. Организация комплексных исследований в Новосибирском научном центре предоставляет уникальные возможности для этого.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бакун Н.Н., Володин Р.Н., Кренделев Ф.П. О генезисе Удоканского месторождения медистых песчаников (Читинская область). — Литология и полез. ископаемые, 1964, № 3, с. 89—103.
2. Бобров В.А., Кренделев Ф.П., Гофман А.М. Гамма-спектрометрический анализ в камере низкого фона. Новосибирск: Наука, 1975. 60 с.
3. Вернадский В.И. Избранные сочинения. М.: Изд-во АН СССР, 1954, т. 1. 694 с.
4. Геохимия радиоактивных элементов и золота Забайкалья. — Тр. ГИН БФ СО АН СССР, 1979, вып. 9. 148 с.
5. Кренделев Ф.П. Металлоносные конгломераты мира. Новосибирск: Наука, 1974. 238 с.
6. Кренделев Ф.П., Гофман А.М., Климов В.И. и др. Радиогеохимические ореолы в золоторудных полях Западного Узбекистана (по данным гамма-спектрометрии). Новосибирск: Наука, 1979. 54 с.
7. Кренделев Ф.П., Гофман А.М., Мионов А.Г., Бобров В.А. Геохимия радиоактивных элементов и золота в геологических процессах. — В кн.: Фундаментальные исследования. Науки о Земле. Новосибирск: Наука, 1977, с. 125—129.
8. Кренделев Ф.П., Жмодик С.М., Мионов А.Г. Экспериментальное исследование распределения золота на природных сорбентах с использованием радиоизотопов  $^{195}\text{Au}$ : Литология и полез. ископаемые, 1980, № 3, с. 153—158.
9. Кренделев Ф.П., Жмодик С.М., Мионов А.Г. Экспериментальные исследования сорбции золота природными слоистыми силикатами и гидроксидными железами с использованием радиоизотопа  $^{195}\text{Au}$ . — Геохимия, 1978, № 6, с. 891—899.
10. Кренделев Ф.П., Мионов А.Г., Гофман А.М. Применение гамма-спектрометрических методов для оконтуривания рудных зон Забайкалья. — Геология и геофизика, 1976, № 8, с. 67—75.
11. Кренделев Ф.П., Мионов А.Г., Жмодик С.М. Выявление самородного золота в конгломератах Витватерсранда с помощью радиоизотопа  $^{195}\text{Au}$ . — Геология и геофизика, 1979, № 8, с. 149—153.
12. Кренделев Ф.П., Мионов А.Г., Жмодик С.М. Моделирование процессов выветривания с помощью радиоизотопов. — В кн.: Symposium Methode of Geochemical prospecting. Praha, (MGP), 1979, vol. 1, pt 2, p. 137—140.
13. Кренделев Ф.П., Мионов А.Г., Гофман А.М., Циденов А.Б. Тантал-ниобиевая минерализация в редкометалло-флюоритовой провинции. — Докл. АН СССР, 1977, т. 232, № 2, с. 459—462.
14. Куликов А.А., Кренделев Ф.П. Зависимость кларковых содержаний золота в конгломератах от величины навески. — Докл. АН СССР, 1976, т. 229, № 5, с. 1216—1219.
15. Кулипанов Г.Н., Скринский А.Н. Использование синхротронного излучения (состояние и перспективы). — Успехи физ. наук, 1977, т. 122, с. 86—102.
16. Кюри М. Радиоактивность. М.: Физматгиз, 1960. 516 с.
17. Мионов А.Г. Авторадиографический метод радиоизотопных индикаторов в решении некоторых основных проблем геохимии золота, Улан-Удэ, 1980. 58 с.
18. Мионов А.Г., Гофман А.М., Кренделев Ф.П. и др. Кларки ЕРЗ в породах и рудах Удоканского месторождения. — В кн.: Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Улан-Удэ, 1979, с. 105—107.
19. Мионов А.Г., Кренделев Ф.П., Альмухамедов А.И., Медведев А.Я. Изучение распределения золота между фазами базальтоидной системы с помощью радиоактивного изотопа  $^{195}\text{Au}$ . — Докл. АН СССР, 1977, т. 236, № 6, с. 1461—1463.
20. Овчинников Л.Н., Масалович А.М. Экспериментальное исследование гидротермального рудообразования. М.: Наука, 1981. 212 с.
21. Ушаков В.Н., Кренделев Ф.П., Воронич В.А. Оценка золоторудных и швелитовых месторождений (прогнозирование с помощью ЭВМ). Новосибирск: Наука, 1976. 106 с.
22. Флеров Г.Н., Берзина И.Г. Радиогеография минералов, горных пород и руд. М.: Атомиздат, 1979. 224 с.

**ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ  
ФОРМИРОВАНИЯ СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ РУД  
И ИСТОЧНИКИ МЕТАЛЛОВ**

Исследования Л.Н. Овчинникова во многом способствовали формированию современных представлений о происхождении и физико-химических условиях образования месторождений черных, цветных и редких металлов [1, 15, 16, 17, 18].

В настоящей статье предпринимается попытка рассмотреть температурные, барические и химические условия возникновения свинцово-цинковых руд разных рудноформационных типов и источники металлов этих руд.

**Температурные условия.** До последних лет свинцово-цинковые руды рассматривались многими исследователями как образования гидротермального генезиса. Так, в работе Ф.И. Вольсона и А.В. Дружинина [2] все свинцово-цинковые месторождения отнесены к трем классам: высокотемпературному, среднетемпературному и низкотемпературному. Однако температуры образования минеральных ассоциаций, слагающих руды, часто определялись на основании косвенных данных.

Проведенные в последние годы термобарогеохимические исследования [4, 10, 14, 19, 21 и др.] существенно изменили существовавшие представления о температуре образования продуктивных ассоциаций свинцово-цинковых руд. По этим данным большая часть свинцово-цинковых руд месторождений всех формационных типов, расположенных в СССР, формировалась в интервале температур 300–150°С. Исключение составляют некоторые колчеданно-полиметаллические месторождения и, в частности Тишинское и Корбалихинское на Алтае, Озерное и Холоднинское в Прибайкалье и Забайкалье и Жайремское в Центральном Казахстане. Формирование свинцово-цинковых руд этих месторождений началось при температуре 370–340°С и закончилось при 280–200°С. Такие месторождения можно назвать высоко-среднетемпературными.

Другим исключением являются руды некоторых стратиформных месторождений, локализованных в известково-доломитовых отложениях. Часть месторождений этой формации также относится к среднетемпературным (Таборное в Прибайкалье – 300–240°) и т.д. Но продуктивные ассоциации некоторых месторождений этого рудноформационного типа, например, Шалкия в Каратау, месторождения района Миссисипи–Миссури в США, Пайн-Пойнт в Канаде, формировались в диапазоне температур 150–70°С и могут быть отнесены к низкотемпературным месторождениям.

На табл. 1 показаны температурные интервалы формирования свинцово-цинковых руд месторождений различных формационных типов. Наиболее простые в генетическом отношении формационные типы месторождений (метасоматические залежи в известняках и месторождения жильного типа) отличаются сравнительно ограниченными температурными интервалами формирования (280–150°С). Формационные типы руд более сложного происхождения имеют широкий температурный интервал образования; при этом руды колчеданно-полиметаллических месторождений начинают формироваться при температуре 380–370°С и заканчивают при 150°С, а руды стратиформных месторождений в известково-доломитовых отложениях возникают в температурном интервале от 300°С до менее 100°С.

Важное значение для расшифровки температурных условий формиро-

Таблица 1

Температурные условия формирования свинцово-цинковых месторождений различных рудноформационных типов

№№ пп	Формационные типы свинцово-цинковых месторождений	Температуры образования				Месторождения, руды, которых изучены термобарогеохимическими методами
		400°	300°	200°	100°	
1	Колчеданно-полиметаллические в вулканогенно-осадочных, терригенных и карбонатно-терригенных отложениях		—————			Тишинское, Зырянское, Корбалихинское, Рубцовское, Греховское, Снегиревское (Р. Алтай), Холоднинское (Прибайкалье), Озерное (Забайкалье), Жайрем (Ц. Казахстан), Куроко (Япония)
2.	Метасоматические залежи в известняках, часто в связи со скарнами		—————			Савинское № 5, Покровское, Михайловское, Кадаинское, Акатувское, Новоширокинское (Забайкалье)
3.	Стратиформные прожилково-вкрапленные в известково-доломитовых отложениях			—————		Таборное (Прибайкалье), Сардана (Якутия) Шалкия (Каратау), Мидконтинент (США), Пайн-Пойнт (Канада), Северный Алжир
4.	Жильного типа			—————		Садонское, Архонское, Холстинское (Сев. Кавказ), Беганьское (Закарпатье)

вания свинцово-цинковых руд имеет величина палеотемпературного градиента.

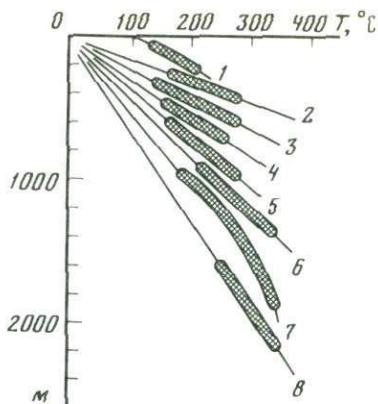
По данным Н.А. Гибшер [4], на полиметаллических месторождениях Рудного Алтая от их корневых частей к поверхностным наблюдается закономерное уменьшение максимальных температур гомогенизации первичных включений в минералах одних и тех же парагенетических ассоциаций. Палеотемпературный градиент формирования полиметаллических руд на месторождениях Рудного Алтая колеблется от 10 до 40°С на 100 м и значительно ниже градиента современных термальных вод и некоторых месторождений типа Куроко в Японии (рис. 1). На основании величин палеотемпературных градиентов и благоприятных температурных интервалов рудообразования Н.А. Гибшер делает вывод, что чем выше величина палеотемпературного градиента, тем на более коротком расстоянии будет достигнут благоприятный температурный интервал рудообразования и тем более короткой будет протяженность рудных тел. Величины палеотемпературных градиентов увеличиваются по мере уменьшения глубины формирования полиметаллических руд. Таким образом, палеотемпературный градиент позволяет судить об относительной глубине образования руд, а также о протяженности рудных тел на глубину.

Другое важное положение заключается в том, что, как установлено термобарогеохимическими исследованиями, одни типы свинцово-цинковых руд формируются в условиях систематического падения температуры, а другие, наоборот, — в обстановке повышения температуры. Так, согласно исследованиям Н.А. Гибшер [4], руды колчеданно-полиметаллических месторождений Алтая (Тишинское, Корбалихинское, Зырянское, Рубцовское и др.) характеризуются понижением начальных температур минералообразования от ранних стадий к поздним в следующей последовательности: предрудные метасоматиты (420–300°С), продуктивные ассоциации (370–270°С), пострудные ассоциации (260–180°С).

Формирование руд Куроко в Японии, видимо, началось при более низких температурах (около 300°С), но осуществлялось также при понижении максимальных температур гомогенизации газово-жидких включений от

Рис. 1. Палеотемпературные градиенты колчеданно-полиметаллических месторождений

1 — Йеллоустонский национальный парк, США (50–200°С/100 м); 2 — Сай, Япония (70°С/100 м); 3 — Бродланд, Новая Зеландия (50°С/100 м); 4 — Рубцовское, СССР (40°С/100 м); 5 — Тошиги, Япония (30°С/100 м); 6 — Корбалихинское, СССР (27°С/100 м); 7 — Тишинское, СССР (10–40°С/100 м); 8 — Вавилонское, СССР (17°С/100 м)



силикатных руд к черным [25]. К такому же выводу пришли исследователи, определявшие температуру образования минеральных ассоциаций в рудах Куроко по соотношению изотопов серы [27]; по данным А. Сасаки, силикатные руды на месторождении Саканаи возникли в диапазоне температур 274–337°С, желтые руды — 257–293°С и черные руды — 234–304°С.

Тем не менее во многих свинцово-цинковых месторождениях стратиформного типа, залегающих в известково-доломитовых породах, процесс рудоотложения протекал в условиях постепенного повышения температуры. Так, по данным Ю.С. Парилова и др. [19], вкрапленные и слоистые свинцово-цинковые руды месторождения Шалкия в Каратау, несущие признаки осадочного происхождения, образовались из рассолов при температуре 70–80°С. Перекристаллизация и частичное переотложение этих руд протекали при температуре 100–110°С, а наиболее поздние сульфидно-кварц-карбонатные прожилки, пересекающие перекристаллизованные и переотложенные руды, возникли в условиях температуры около 120°С. Аналогичные явления повышения температуры формирования более поздних минеральных ассоциаций по сравнению с более ранними описаны С.А. Юшко для других месторождений Каратау. По данным А.И. Донца и др. [10], температура образования минеральных ассоциаций первой стадии минерализации (пирит-сфалеритовой) на месторождении Сардана (Якутия) отвечала 150–220°С, а более поздних — главной продуктивной (галенит-сфалеритовой) — 220–260°С. Любопытно отметить, что многие медноколчеданные месторождения также формировались в условиях нарастания температуры. Такие данные приводятся Н.А. Андриановой, Г.И. Беликовой и И.А. Хайретдиновым для Узельгинского месторождения на Урале, А.Г. Твалчрелидзе и И.Г. Нарозаули для месторождений Кызыл-Дере, Кацдаг и Аданге на южном склоне Главного Кавказского хребта, В.Н. Василенко и А.В. Титаренко для месторождений Передового хребта Кавказа и т.д.

**Барические условия.** Данные о величинах давлений при формировании свинцово-цинковых руд весьма ограничены. По данным Н.А. Гибшер [4], руды колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая формировались в условиях давлений от 1000 до 50–60 атм, причем руды с меньшим палеотемпературным градиентом (Вавилонское, Тишинское) образовывались в условиях сравнительно высоких давлений, а месторождения с высоким градиентом (Рубцовское) — в условиях весьма малых давлений, отвечающих 50–60 атм.

По данным Г.В. Ручкина и др. [22], давление, которому подвергаются колчеданно-полиметаллические руды при метаморфизме, колеблется в пределах 4,5–10 кбар. При этом главные особенности состава минеральных ассоциаций руд сохраняются.

Из этого, вероятно, можно сделать вывод, что колчеданно-полиметаллические руды возникают в условиях широкого диапазона давлений и после своего образования при сравнительно высоких давлениях сохраняют основные характерные особенности.

**Агрегатное состояние и химический состав растворов.** Агрегатное состояние флюидных систем, образовавших свинцово-цинковые руды, как показывает изучение включений в минералах, жидкое; лишь в отдельных месторождениях наиболее высокотемпературные минералы гомогенизируются с образованием газовой фазы. Так, на Алтае, по данным Н.А. Гибшер, такие включения отмечаются лишь в кварце и антофилите, входящих в состав прерудных минеральных ассоциаций наиболее высокотемпературного на Алтае Вавилонского месторождения. Во всех остальных колчеданно-полиметаллических месторождениях Рудного Алтая газозо-жидкие включения гомогенизируются с образованием жидкой фазы. Состав рудоносных растворов по данным изучения газозо-жидких включений в минералах свинцово-цинковых руд весьма разнообразен. По данным Н.А. Гибшер [4], для колчеданно-полиметаллических руд алтайских месторождений состав растворов, сформировавших прерудные метасоматиты, рудные и пострудные парагенезисы минералов этих месторождений, характеризуется устойчивостью и содержит  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{HCO}_3^-$  и  $\text{SO}_4^{2-}$ ; однако по преобладающим ионам растворы прерудных метасоматитов относятся к щелочно-хлоридным, рудных парагенезисов — к кальциево-серноуглекислым, пострудных — к кальциево-углекислым. Концентрация растворов по мере понижения их температуры уменьшается от 40–20 до 2 вес. %, при этом меняются и количественные соотношения летучих компонентов — содержание углекислоты и сернистых газов в рудных парагенезисах резко уменьшается по сравнению с прерудными и пострудными ассоциациями.

При сопоставлении состава рудоносных растворов, образовавших колчеданно-полиметаллические месторождения Рудного Алтая и месторождения типа Куроко в Японии, Н.А. Гибшер [4] обращает внимание на значение отношений  $\text{Na/K}$  и  $\text{Na/Ca}$ , которые в рудах месторождений Алтая колеблются от 0,1 до 2 и от 0,01 до 0,2, а на месторождениях группы Косака и Саканаи они соответственно около 28 и 26. Это, вероятно, указывает на принципиально иной источник рудообразующих флюидов. Низкие концентрации рудообразующего флюида и соотношения основных компонентов в рудах Куроко, приближающиеся к таковым в морской воде, указывают на возможное участие последней в рудообразовании.

Для стратиформных свинцово-цинковых руд месторождений, залегающих в известково-доломитовых отложениях, многие исследователи отмечают, что рудообразующие растворы представляют собой концентрированные рассолы, обогащенные натрием, кальцием и хлором. Так, изучение включений в сфалерите, галените и флюорите месторождений Мидконтинента в США показало, что концентрация солей во включениях достигает 20–40% [26, 29]. По мнению Д. Уайта, по содержанию солей, отношению дейтерия к водороду, магния к натрию и хлора к натрию, жидкие включения в рудных минералах месторождений Мидконтинента сходны с нефтеносными водами той же провинции. Соленость растворов, установленных по включениям в сфалерите месторождения Лайн-Пойнт, составляет 35 вес.% [28]. На месторождении Шалкия в перетолженных сульфидных

содержание солей составляет 260–330 г/кг; главную роль в составе солей играют гидрокарбонаты, сульфаты и хлориды кальция, натрия, магния и железа [19]. На месторождениях Западного Прибайкалья низкие температуры замерзания водных растворов включений (от 15 до +26%), аналогичные температурам, установленным для месторождений Мидконтинента США, также свидетельствуют о высококонцентрированных рудообразующих флюидах.

По способам отложения руд свинцово-цинковые месторождения могут иметь различное происхождение; многие рудные тела представлены продуктами осаждения на дне морских бассейнов; вероятно, не меньшее значение при образовании руд имеют процессы метасоматического замещения вмещающих пород и выплывания свободных полостей. По характеру последующих преобразований, первоначально отложенного рудного вещества руды свинца и цинка могут быть диагенетическими, катагенетическими, м.тагенетическими и, наконец, метаморфизованными в зеленосланцевой (месторождение Салливан в Канаде) и амфиболитовой (Холоднинской месторождение в Прибайкалье) фациях. В гранулитовой и эклогитовой фациях метаморфизма свинцово-цинковые руды практически не встречаются. Единственным исключением, возможно, является месторождение Брокен-Хилл (Австралия), часть рудных тел которого локализована в породах гранулитовой фации метаморфизма.

Интересно отметить, что для разных рудноформационных типов свинцово-цинковых месторождений характерны различные способы рудоотложения и последующего преобразования (табл. 2).

**Источники свинца и цинка** можно разделить на "первичные"<sup>1</sup> и "вторичные". Для колчеданно-полиметаллических месторождений "первичным" источником свинца, вероятно, является гранитный слой земной коры, в отличие от медноколчеданных месторождений, для которых "первичным" источником меди и цинка, видимо, является базальтовый слой земной коры. Эти представления основаны на выводах о развитии геосинклиналей, локализирующих медноколчеданные месторождения на базальтовой коре (первичные эвгеосинклинали), а колчеданно-полиметаллические на гранитной коре (вторичные эвгеосинклинали) [6] и о преобладании в рудовмещающих структурах основных пород в первом и кислых во втором случае. В первичных эвгеосинклиналях кислые вулканиты, с которыми ассоциируют медно-цинковые месторождения, являются продуктом дифференциации основной магмы, а во вторичных — имеют палингенное происхождение. В обоих случаях количественные соотношения металлов в рудах совпадают с количественными соотношениями кларков этих металлов соответственно в основных и кислых породах [5, 11].

Вторичные источники для колчеданно-полиметаллических месторождений разнообразны. Так, на Рудном Алтае к вторичным источникам следует прежде всего отнести породы, вмещающие рудные поля. Фоновые содержания свинца и цинка в кислых вулканитах и переслаивающихся с ними осадочных породах здесь значительно ниже, чем их кларки в земной коре в целом.

Рудовмещающие девонские вулканогенно-осадочные отложения на Рудном Алтае подверглись интенсивным процессам альбитизации, результатом чего явилось замещение калиевого полевого шпата альбитом, а темноцветных компонентов пород хлоритом. По данным В.И. Чернова,

<sup>1</sup> Настоящим первичным источником металлов, по всей вероятности, является мантия Земли.

Таблица 2  
Главнейшие способы отложения  
и последующего преобразования рудного вещества

Формационные типы месторождений	Гидротермально-осадочные	Гидротермально-метасоматические	Гидротермальные выполненные свободных полостей
Колчеданно-полиметаллические в терригенных и карбонатно-терригенных отложениях	+	+	-
Залежи свинцово-цинковых руд в карбонатных толщах в связи со скарнами	+	+	-
Стратиформные тела свинцово-цинковых руд в известково-доломитовых отложениях	+	-	+
Свинцово-цинковые месторождения жильного типа	-	-	+

Примечание. "+" — характерно для формационного типа месторождения, "-" — не характерно.

первоначальное содержание калиевого шпата в кислых вулканогенных породах составляло более половины полевых шпатов, в то время как в кайнозой альбит слагает 80–90% их объема. Процессам интенсивной альбитизации подвергались и древние гранитоиды, слагающие ядра актиклинориев. В результате процессов альбитизации из кислых вулкаников и гранитов происходил интенсивный вынос калия (до 90%), бария (до 80%) и, по всей вероятности, свинца и цинка [8].

Сопоставление фоновых и кларковых содержаний свинца и цинка в осадочно-вулканогенных отложениях Рудного Алтая показывает, что из одного кубического километра этих пород при процессах альбитизации выносятся количество металлов, соответствующее запасам руды в месторождении среднего масштаба. Если учесть, что средняя площадь рудного района на Алтае составляет 500–1000 км<sup>2</sup>, а средняя глубина подошвы отложений рудоносной формации 1–2 км, то количества вынесенных металлов с избытком хватает для образования нескольких крупных месторождений в каждом районе.

С целью сопоставления характеристик изотопного состава свинца руд и различных пород на Рудном Алтае было изучено большое количество проб, анализы которых были выполнены Л.И. Шильовым [12].

Эти данные позволяют сделать следующие выводы: 1) руды всех исследованных месторождений характеризуются устойчивым изотопным составом свинца и постоянством соотношений изотопов <sup>207</sup>Pb/<sup>208</sup>Pb и <sup>206</sup>Pb/<sup>208</sup>Pb, что указывает на общность их источника; 2) свинец осадочных и вулканических пород девона преимущественно локализуется в пределах поля вариаций изотопных характеристик свинцовых руд; 3) за пределами поля рудного свинца расположены фаменские и нижнекаменноугольные диабазы и габбро-диабазы и метаморфические нижнепалеозойские сланцы, слагающие основание герцинского этажа.

Другим важным фактором извлечения металлов из вмещающих пород является формирование зон гипогенного выщелачивания (кварц-серицито-

Диagenетические	Катагенетические	Метагенетические	Метаморфизованные		
			в зеленосланцевой фации	в амфиболитовой фации	в гранулитовой фации
+	+	+	+	+	-
+	+	+	+	+	-
+	+	+	-	-	-
+	+	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-

вого замещения), обрамляющих рудные залежи или сменяющих их на глубине; имеющиеся геохимические данные свидетельствуют о выносе в этом процессе из вмещающих пород ряда элементов, в последующем накапливающихся в виде новообразованных рудных концентраций [24].

В качестве вторичных источников металлов нередко выступают ранее образованные руды, претерпевшие затем воздействие контактового или дислокационного метаморфизма с перемещением рудного вещества в пространстве и его переотложением [9, 23]. Явления разложения и последующей регенерации ранее возникших рудных залежей устанавливаются также при воздействии поздних потоков кислотных гидротерм, наиболее отчетливо проявленных в пределах региональных зон смятия [24].

Для стратиформных свинцово-цинковых месторождений в известково-доломитовых отложениях, по мнению Н.М. Страхова, М.М. Константинова, В.М. Полова, У.А. Асаналиева, П. Лаффита и других исследователей, "первичными" источниками металлов были месторождения и рудопроявления, расположенные на участках суши, граничащих с прибрежно-морскими отложениями, в которых происходило отложение свинца, цинка, бария и других элементов. По мнению других исследователей [7, 20], поступление металлов в бассейны седиментации происходило главным образом за счет выветривания и сноса изверженных, особенно кислых по составу пород. Как известно, содержание свинца в кислых магматических породах составляет 20–48 г/т (или 0,002–0,005%), а цинка 39–60 г/т (или 0,004–0,006%). В метаморфических и осадочных породах отмечаются близкие содержания. По расчетам такие концентрации вполне достаточны для формирования даже крупных месторождений. Фактически же содержание свинца, цинка и бария в породах областей сноса, если учесть, что они нередко содержат рудные тела и рассеянную вкрапленность сульфидов, еще выше.

Однако целый ряд фактов, наблюдающихся на большинстве месторождений — наличие секущих рудных прожилков и тел, проявление нескольких стадий минерализации, повышение температуры рудоносных растворов в

процессе рудообразования и др., вероятно, свидетельствуют, что накопленные осадочным путем образования сульфидов свинца и цинка являются лишь "вторичными" или промежуточными источниками металлов, чаще всего представленными протяженными зонами рассеянной сульфидной минерализации. Впоследствии в процессе тектоно-магматической активизации активизируются древние разломы и возникают новые. По этим разломам из прилегающих к рудным зонам прогибам поступали горячие седиментогенные, большей частью, хлоридные рассолы. Эти рассолы продвигались под большим давлением путем пластовой инфильтрации по наиболее проницаемым слоям, а также по дренирующим зонам разломов [20] и охватывали фильтрацией большие массы пород. Горячие химически активные рассолы легко растворяли седиментные сульфиды, что доказывает экспериментальными исследованиями Г. Барнса и Г. Чаманского, а также и Н.Н. Барановой и переотлагали их неподалеку от мест растворения; при этом формировались зоны эпигенетической доломитизации и новые эпигенетические рудные тела, выполнявшие поры и полости растворения в карбонатных породах, или метасоматически замещавшие вмещающие доломиты и известняки. Для решения вопроса о природе источника вещества часто привлекаются данные по изотопии серы сульфидов. Обычно близость изотопного состава к метеоритной сере рассматривается как свидетельство ее мантийного происхождения, а отклонения относят за счет вовлечения в рудообразование коровых источников. Однако мантийное происхождение серы отнюдь не свидетельствует о выносе ее из мантии Земли в период рудообразования. Так, мантийная сера может входить в состав гидротермально-осадочных пиритов, гипса и других минералов, слагающих пласты осадочных или вулканических пород в верхней части земной коры и быть источником серы для более молодых руд [13]. Кроме того, исследования Л.Н. Овчинникова и Т.В. Рябовой [18] показали, что наблюдаемый изотопный состав серы колчеданных руд обусловлен процессом фракционирования серы и изотопного обмена при рудоотложении и метаморфизме руд и не решает вопроса о мантийном или коровом происхождении серы. Этот вывод подтверждается данными Сасаки [27], который для месторождений типа Куроко сделал вывод, что и сульфидная и сульфатная сера образовались за счет воды миоценового морского бассейна.

Все вышесказанное показывает, что свинцово-цинковые руды, состоящие главным образом из сфалерита, галенита, пирита, халькопирита и кварца, могут образовываться при весьма различных температурных и барических условиях, из существенно различных по составу рудоносных растворов. Они возникают при процессах седиментогенеза, диагенеза, катагенеза и метаморфизма, а источники металлов, слагающих руды, могут быть весьма различными. Таким образом, по ассоциации минералов, слагающих руды, ни в коей мере нельзя судить об их происхождении, как это часто делается. Здесь мы имеем дело с существенно различными геологическими условиями, которые могут приводить к образованию близких минеральных комплексов, то есть с широко развитыми процессами конвергенции.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Баранов В.Д., Овчинников Л.Н. Степень металлогения и принципы геолого-геохимического прогнозирования колчеданных месторождений. — В кн.: Региональная геохимия и рудообразование. М.: Наука, 1980, с. 17—31.
2. Вольфсон Ф.И., Дружинин А.В. Главнейшие типы рудных месторождений. М.: Недра, 1982. с. 388.
3. Гибшер Н.А. Палеотемпературные градиенты на колчеданно-полиметаллических месторождениях Рудного Ал-

- тая. — В кн.: Термобарогеохимия земной коры и рудообразование. М.: Наука, 1978, с. 130—135.
4. *Гибшер Н.А.* Газово-жидкие включения в сульфидных месторождениях меди, свинца, цинка различных генетических типов. — В кн.: Тез. VI Всесоюз. совещ. по термобарогеохимии. Владивосток, 1978, с. 97—99.
  5. *Горжевский Д.И.* Принципы промышленно-генетической группировки свинцово-цинковых месторождений СССР. — Тр. ЦНИГРИ, 1967, вып. 73, с. 101—118.
  6. *Горжевский Д.И.* Сопоставление свинцово-цинковых и медноколчеданных рудных провинций. — Геология руд. месторождений, 1974, № 1, с. 89—92.
  7. *Горжевский Д.И., Козеренко В.Н.* О происхождении стратиформных свинцово-цинковых месторождений. — Сов. геология, 1971, № 7, с. 31—47.
  8. *Горжевский Д.И., Королев Г.Г., Крейтер И.В.* О возможных источниках металлов при образовании полиметаллических месторождений Змеиногорского рудного поля. — В кн.: Докл. I Междунар. геохим. конгр. М.: Наука, 1973, с. 123—130.
  9. *Демин Ю.И., Ловчук В.В.* Температурный режим формирования Белоусовского гранитного массива и вопросы генезиса полиметаллических минерализаций Старковского рудного поля (Рудный Алтай). — Геология руд. месторождений, 1971, № 4, с. 41—49.
  10. *Донец А.И., Конкин В.Д., Крутий В.М.* и др. Температурные условия формирования и некоторые вопросы зональности свинцово-цинкового оруденения Сарданского рудного района (Юго-Восточная Якутия). — В кн.: Тез. IV Всесоюз. совещ. по термобарогеохимии. Владивосток, 1978, с. 120—121.
  11. *Жабин А.Г., Гладких В.С.* Метамагматическая сульфурзация и колчеданные месторождения. — Докл. АН СССР, 1980, т. 251, № 4, с. 961—964.
  12. *Козлов М.С.* Проблемы метаморфогенного рудообразования на Рудном Алтае и метаморфогенное рудообразование низкотемпературных фаций и ультраметаморфизма. М.: Наука, 1981.
  13. *Кривцов А.И., Макеева И.Т.* Источники рудного вещества эндогенных месторождений. — В кн.: Итоги науки и техники. М.: ВИНТИ АН СССР, 1981, с. 132. (Сер. Рудные месторождения; № 11).
  14. *Лазько Е.М., Ляхов Ю.В., Пизнюр А.В.* Физико-химические основы прогнозирования постмагматического оруденения. М.: Недра, 1981, с. 256.
  15. *Овчинников Л.Н.* Прогнозная оценка мировых запасов металлов в месторождениях суши. — Докл. АН СССР, 1981, т. 196, № 3, с. 683—687.
  16. *Овчинников Л.Н.* Геохимические критерии связи процессов магматизма и рудообразования. — Изв. АН АрмССР. Наука о Земле, 1977, № 4/5, с. 78—94.
  17. *Овчинников Л.Н.* Основные проблемы геохимии рудных месторождений. — В кн.: Рудная геохимия и геология магматогенных месторождений. М.: Наука, 1980, с. 3—13.
  18. *Овчинников Л.Н., Рябова Т.В.* Статистическое исследование вариаций и изотопного состава серы. — Геология руд. месторождений, 1976, № 6, с. 62—69.
  19. *Парулов Ю.С., Митряева Н.М., Исхакова Г.А., Михалева В.А.* О физико-химических условиях формирования стратиформных свинцово-цинковых руд месторождения Шапкия (Кара-тау). — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1978, № 4, с. 1—9.
  20. *Полов В.В.* Геологические условия экзогенно-гидротермального рудообразования. М.: Недра, 1980. 247 с.
  21. *Рупп Г.С.* К оценке условий формирования колчеданных свинцово-цинковых месторождений Бурятии. — В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Новосибирск: Наука, 1979, с. 109—118.
  22. *Ручкин Г.В., Конкин В.Д., Кузнецов Т.П.* Метаморфизм колчеданно-полиметаллических руд Холоднинского месторождения. — Геология руд. месторождений, 1973, № 6, с. 69—77.
  23. *Старостин В.И., Лычаков В.А., Сергеева Н.Е.* Метаморфогенное перераспределение химических элементов колчеданно-полиметаллических руд. — Геология руд. месторождений, 1981, № 4, с. 30—44.
  24. *Чекавидзе В.Б.* Околорудные метасоматиты колчеданно-полиметаллических месторождений и их поисковое значение. М.: Недра, 1981. 240 с.
  25. *Miyasawa T.* Lowest limit and depth of formation of hydrothermal veins. — In: Problems of hydrothermal ore deposition. Stuttgart, 1973, p. 204—208.
  26. *Roedder E.* Fluid inclusion studies of ore deposits in the Viburnum Trend, Southern Missouri. — Econ. Geol., 1977, vol. 72, N 3, p. 474—479.
  27. *Sasaki A.* Isotopic data of Kuroko deposits. — In: Geology Kuroko deposits. Tokyo, 1974, t. 8, p. 389—398.
  28. *Skall H.* Paleoenvironment of the Pine Point lead-zinc district. — Econ. Geol., 1975, vol. 70, N 1, p. 22—47.
  29. *White D.E.* Environments of generation of some basemetal ore deposits. — Econ. Geol., 1968, vol. 63, N 4, p. 301—335.

# МЕТОДИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОИСКОВ

УДК 553.041.001.14

*И.А. Неженский, Д.В. Рундквист*

## ОСНОВНЫЕ МЕТОДЫ ОЦЕНКИ ПРОГНОЗНЫХ РЕСУРСОВ ТЕРРИТОРИЙ

Металлогенические исследования создали предпосылки для решения на научной основе проблемы прогнозирования месторождений полезных ископаемых — выделение перспективных площадей и прогнозирование открытых месторождений [15]. В настоящее время решение вопроса о наиболее вероятном типе оруденения в определенной геологической обстановке обычно не представляет затруднения. Однако предсказание масштабов ожидаемой рудоносности, т.е. количественное прогнозирование, представляет собой самостоятельную трудную и малоразработанную проблему, значение которой особенно возросло как в СССР, так и за рубежом в последнее десятилетие.

Количественная прогнозная оценка территории требует решения двух основных задач: 1) оценки общих ресурсов минерального сырья и 2) выявления распределения ресурсов по объектам различного ранга — определение возможности наличия и ожидаемого числа крупных, средних и мелких месторождений.

Для решения проблемы количественного прогнозирования в настоящее время имеются как определенные теоретические предпосылки, в частности выявленные взаимосвязи между процессами рассеивания и концентрации элементов [2,19 и др.], так и накопленные эмпирические закономерности, связывающие, например, типы структурно-металлогенических и металлогенических зон, рудоносных и рудных формаций, с одной стороны, и масштабы их рудоносности — с другой [22 и др.].

Оценка прогнозных ресурсов объектов различного ранга принципиально возможна на теоретической, статистической (эмпирической) и фактической (по измеренным параметрам) основе. Соответственно существующие методы оценки прогнозных ресурсов территорий можно сгруппировать в три основные группы — теоретические, эмпирические и прямого расчета, связанные в то же время между собой взаимными переходами.

Рассмотрим кратко некоторые основные методы оценки прогнозных ресурсов в рамках решения указанных выше двух задач.

### Оценка общих ресурсов минерального сырья

**Теоретические методы.** Эти методы опираются на существование взаимосвязей между характеристиками рассеивания и концентрации элементов. Наиболее известным является метод, названный нами кларковым. В его основе лежит зависимость запасов металлов в месторождениях ( $Q_R$ ) от их содержаний в земной коре (кларков,  $C_k$ ) или, что то же самое, от их общей массы в земной коре:  $Q_R = KC_k$ . Применяется этот метод, помимо оценки общемировых запасов [19 и др.], и для оценки запасов крупных районов,

исходя из региональных кларков [27, 29]. Обычно при этом используются эмпирические значения коэффициента пропорциональности "к", распространяемые по аналогии на оцениваемые территории. Они приводятся в цитированных и других работах.

Размеры месторождений могут быть минимальные, средние, максимальные, они также определяют кларком элемента. На подобные зависимости указывал А.С. Аладышкин [2 и др.].

Перспективным теоретическим (теоретико-эмпирическим) методом оценки прогнозных ресурсов является, по-видимому, метод, основанный на взаимосвязи минеральных ресурсов рудоносных провинций и запасов наибольших месторождений ( $Q_m$ ) [6]:

$$\ln Q_R = \alpha \ln Q_M + \beta,$$

где  $\alpha$  и  $\beta$  – эмпирические коэффициенты.

При этом важно соблюдение подобия иерархических уровней типов территорий и месторождений. Так, для металлогенических провинций учитывается тип месторождения по виду сырья (месторождение меди, ртути, вольфрама и т.п.), для структурно-металлогенических (структурно-формационных) зон – формационный тип месторождений (медистых песчаников, ртутная листовитовая, вольфрамовая грейзеновая). Изучение уровней связи  $Q_R$  и  $Q_M$  показало, что по мере перехода от относительно распространенных металлов к более редким коэффициент  $\alpha$  возрастает, а  $\beta$  уменьшается (между  $\alpha$  и  $\beta$  существует связь – коэффициент корреляции,  $r = 0,99$ :  $\alpha = 1 - 0,062 \beta$ , благодаря которой уравнения регрессии можно записывать и с одной константой).

Таким образом, коэффициенты уравнения регрессии коррелируются с кларками металлов и могут быть выведены расчетным путем при наличии опорных данных по некоторым металлам. Рассмотренный метод позволяет получить минимальную на данном уровне изученности территории оценку ресурсов, которая может быть пересмотрена с появлением более крупного месторождения.

**Эмпирические методы.** Базируются на эмпирических характеристиках концентрации рудоносности эталонных территорий с использованием их по принципу подобия для территории оцениваемых. В зависимости от видов таких характеристик, способов выявления аналогичности геологического строения объектов различаются различные эмпирические методы прогноза: геологической аналогии, геолого-экономической экстраполяции, экспертной оценки; по существу, сюда же относятся и регрессионно-классификационные методы, базирующиеся на количественном определении степени аналогии.

Метод геологической аналогии является широко применяемым методом качественного и количественного прогнозирования. При оценке ресурсов категории  $P_3$  он основан на сопоставлении (анализе степени подобия) оцениваемых и эталонных территорий по геологическим, геофизическим и иным признакам (параметрам). В широком смысле слова аналогия как один из этапов присутствует в большинстве методов прогнозирования. В случае признания аналогии территорий по геолого-геофизическим и иным признакам признается их аналогия и по типу и плотности (массе) оруденения:

$$Q_R = K \cdot q_3 \cdot V,$$

где  $Q_R$ ,  $V$  – прогнозныe ресурсы и геометрические параметры оцениваемой территории,  $q$  – удельная рудоносность эталонной территории,  $K$  – коэффициент подобия (поправочный).

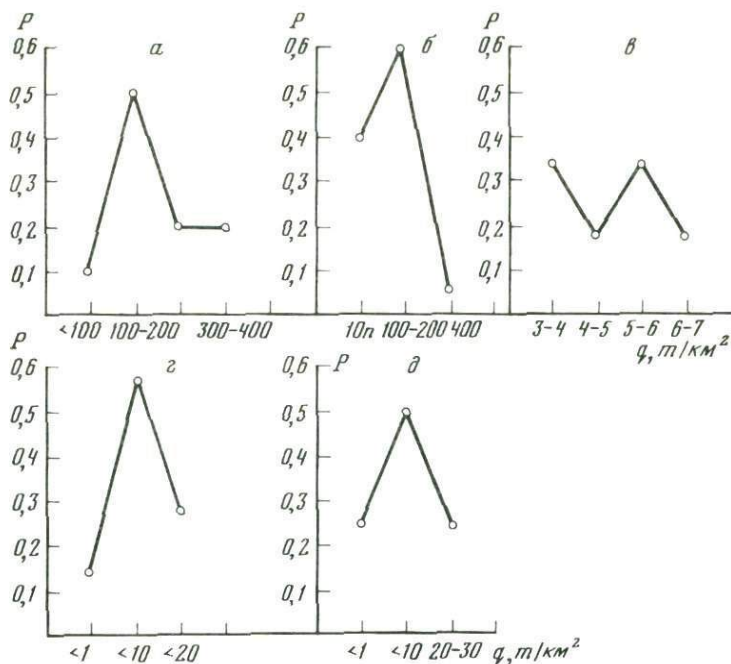


Рис. 1. Распределение значений удельных рудоносностей в различных рудных формациях

а — медно-цинковосвинцово колчеданная; б — свинцово-цинковая; в — оловянная силикатно-сульфидная; г — вольфрамовая грейзеновая; д — вольфрамовая скарповая

Таким образом, в основе прогнозирования по геологической аналогии должна лежать типизация территорий по тем или иным признакам на определенных иерархических уровнях. Одним из примеров проведения такой типизации является коллективная работа ВСЕГЕИ [22] и Карта структурно-металлогенических зон территории СССР [10]. В этих работах смоделированы различные типы геологических обстановок, каждая из которых характеризуется проявлением закономерного ряда геологических и рудных формаций в определенных тектонических условиях. Таким образом, созданы как бы "металлогенические модели", предопределяющие вид и вероятные масштабы рудоносности. Выделенные типы структурно-металлогенических зон могут быть использованы для количественного прогнозирования по методу аналогии, поскольку для хорошо изученных (эталонных) зон различного типа могут быть рассчитаны удельная рудоносность ( $q$ ) — количество металла в промышленных концентрациях в единице объема или площади. К сожалению, в литературе таких расчетных данных очень мало, кроме того они редко четко привязаны к конкретным геологическим обстановкам и формационным типам месторождений.

Нами были рассчитаны удельные рудоносности территорий различного ранга по основным формационным типам месторождений разных металлов. Систематическая обработка этих и литературных данных позволила выявить интервалы возможных значений  $q$  и определить их наиболее вероятные значения (рис. 1). В итоге анализа полученных данных было выяснено, что удельные рудоносности и запас металлов в пределах площадей одного ранга в общем пропорциональны их кларковым и среднепромышленным кон-

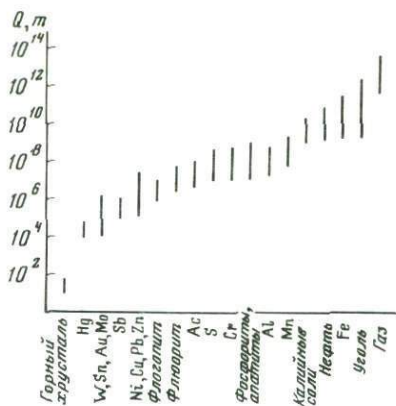
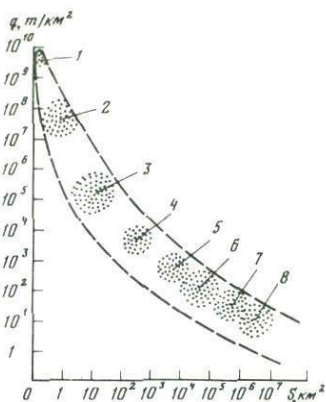


Рис. 2. Интервалы запасов минерального сырья в пределах минерально-сырьевых провинций и районов

Рис. 3. Зависимость удельной рудоносности территорий от ранга (площади) структурно-металлогенических единиц (на примере концентраций меди в медноколчеданных месторождениях)

1 – скопление рудных минералов; 2 – рудные тела и месторождения; 3 – рудные поля; 4 – рудные зоны и узлы; 5 – рудные районы; 6 – металлогенические и структурно-металлогенические зоны; 7 – металлогенические провинции; 8 – планетарные металлогенические пояса



центрациям (рис. 2). Устанавливается также зависимость величин удельных рудоносностей от площадей оцениваемых территорий: чем больше площадь, тем меньше удельная рудоносность (рис. 3). Отсюда вытекает важное практическое следствие: сопоставлять между собой, вовлекать в расчеты прогнозных ресурсов по аналогии можно удельные рудоносности территорий одного порядка (одного металлогенического ранга). Это в целом очевидное положение далеко не всегда принимается во внимание при расчетах прогнозных ресурсов.

Обычно при региональных металлогенических исследованиях степень сходства сопоставляемых территорий оценивается интуитивно (своего рода экспертным путем). В то же время есть способы и "объективной" оценки с приданием коэффициенту "К" смысла коэффициента подобия в диапазоне значений от 0 до 1. В принципе при автоматической классификации площадей, например, по алгоритмам распознавания образов, оценку прогнозных ресурсов территорий можно дать, приписывая им средние ресурсы эталонных объектов группы, в которую они попадают [12].

Во всех случаях при оценке по методу аналогии вся площадь (объем) эталонных и оцениваемых территорий принимается на данном уровне обобщения однородной, одинаково характеризующейся в любой точке данной удельной рудоносностью.

Наиболее надежной оценкой ресурсов по методу аналогии будет интервальная, рассчитанная в диапазоне минимаксных значений  $q$ .

При выборе эталонных объектов следует особое внимание уделять сопоставимости возраста оруденения в пределах эталонных и оцениваемых площадей, имея в виду существование максимальных эпох накопления для месторождений различных формационных типов и вообще неравномерное распределение запасов различных полезных ископаемых во времени.

Метод геолого-экономической экстраполяции (в зарубежной литературе называемый бихейвиористическим) применяется для оценки перспектив

развития добычи или прироста запасов полезных ископаемых в районах, характеризующихся длительной историей развития добывающей промышленности. Результаты исследований могут использоваться по аналогии и для слабоизученных территорий (прогноз динамики прироста запасов при условии проведения работ того или иного вида). Метод более широко используется за рубежом, главным образом при прогнозной оценке нефтегазоносных территорий. Он основывается на анализе изменения за длительный период таких показателей, как годовая и накопленная добыча, текущие разведанные запасы, среднегодовой и накопленный прирост разведанных запасов, удельный прирост запасов на единицу поисково-разведочного бурения или единицу денежных затрат и на составлении соответствующих статистических кривых и экстраполяции их в будущее с теми или иными поправочными коэффициентами или без них. Примеры использования метода в рудной геологии менее показательны. Он применялся, например, для оценки прогнозных ресурсов ртути. В СССР метод также применяется в основном для оценки ресурсов нефти и газа, а в рудной геологии — главным образом при долгосрочном прогнозе добычи, переработки и потребления минерального сырья.

Метод дает уверенные результаты в районах, находящихся на относительно "зрелой" стадии изученности, т.е. когда кривая "добыча (прирост запасов) — время" в своей известной части прошла максимум (медианное значение).

Таким образом, общая методика оценки прогнозных ресурсов рассматриваемым методом заключается в экстраполяции известных запасов, открытых за определенное время

$$T : Q(T) = \int_0^T \left( \frac{dQ}{dT} \right) dT$$

или в результате совокупного объема бурения

$$H : Q(H) = \int_0^H \left( \frac{dQ}{dH} \right) dH$$

на время  $T_{\infty}$  или объем бурения  $H_{\infty}$  ( $\infty$  — условное обозначение экстраполяции).

Метод экспертной оценки применяется обычно в случаях, "когда исходная информация обладает низкой достоверностью, разнородностью, ее трудно формализовать, а также в случае отсутствия эталонов сравнения и алгоритмов прогнозирования как, например, при оценке ресурсов месторождений новых промышленно-генетических типов с уникальными наблюдаемыми свойствами" [7, с. 24]. Часто производится также экспертная "корректировка" прогнозных оценок, полученных другими методами. Оценка экспертным методом производится на основе интуиции, опыта и знаний специалистов. Оценку ресурсов или ее корректировку (экспертизу) может производить один эксперт или группа экспертов). В последнем случае применяются различные приемы подбора экспертов, организации опроса, последующей обработки результатов в зависимости от которых методы экспертной оценки имеют разные названия: Монте-Карло, Дельфы, сложных экспертиз и т.д. Основной целью применения указанных приемов является получение прогнозной оценки, отражающей коллективное мнение группы экспертов, превосходящее по надежности любое индивидуальное суждение.

Существуют примеры, когда эксперты оценивают не непосредственно

прогнозные ресурсы, а некоторые важнейшие факторы, их долю влияния на величину ресурсов, т.е. вероятность выявления в связи с ними месторождений полезных ископаемых.

При обработке результатов (моделировании) по методу Монте-Карло эксперты указывают нижнее и верхнее значения прогнозных ресурсов и так называемое граничное значение, больше которого у объекта запасов быть не может ни при каких условиях. Предполагается, что распределение оценок прогнозных ресурсов описывается семейством распределений Джонсона [18]. На основании имеющихся оценок определяются параметры их распределения и наиболее вероятная оценка прогнозных ресурсов того или иного объекта.

Обработка результатов экспертизы по методу Дельфы, использующем усредненные данные ряда параллельных экспертиз, осуществляется по следующей схеме.

1. Постановка вопроса или серии вопросов, предполагающих ответы с количественной оценкой ресурсов минерального сырья (в нашем случае).

2. Проведение нескольких туров опроса с уточнением вопросов в обстановке, исключающей прямые дебаты между экспертами.

3. Ознакомление всех экспертов после каждого тура с информацией, получаемой после обработки результатов предыдущего тура, позволяющее взвешивать экспертам свои суждения с учетом ответов и доводов других экспертов и дополнительной информации, запрашиваемой хотя бы одним из членов группы экспертов.

4. Получение от экспертов, чьи мнения резко отличаются от мнения большинства, мотивов своей оценки.

5. Последовательная – после каждого тура – статистическая обработка ответов экспертов.

Более методически простые экспертные оценки, включая оценки, даваемые одним экспертом, практически всегда присутствуют при прогнозных оценках минеральных ресурсов различными методами. Пример экспертной оценки прогнозных ресурсов меди, заключенных в медно-порфировых месторождениях Казахстана, приведен Б.Г. Башкировым.

К методам экспертной оценки примыкают различные имитационные модели – способы моделирования ситуаций, реализуемые в геологии в некоторых автоматизированных системах прогнозирования, предусматривающих режим диалога "ЭВМ-геолог". За рубежом чаще используется термин "симуляция" или "симуляционная модель", например, при рассмотрении различных вариантов оценки ресурсов при изменении кондиций, числа месторождений, их масштабов и т. п.

**Группа регрессионно-классификационных методов.** Регрессионно-классификационные методы позволяют количественно обосновать степень аналогии (подобия) сопоставляемых территорий. Регрессионные методы основываются на установлении на эталонных территориях связей между интенсивностью оруденения и интенсивностью проявления одного или группы измеряемых признаков и использовании этих связей для расчета прогнозных ресурсов оцениваемых территорий, где интенсивность проявления тех же признаков может быть измерена. Классификационные методы позволяют в многомерном признаковом пространстве разделять объекты различной степени рудоносности. Достоверность заключений по аналогии при этом существенно возрастает, ибо обосновывается количественно. В отличие от рассмотренных выше методов, прогнозирование указанными методами возможно по любым блокам, как правило, с равномерным снятием исходной информации по определенной сети с примерно равновеликих ячеек.

Регрессионные методы могут базироваться на довольно многочисленном наборе геологических признаков или использовать лишь несколько или даже один доминирующий (геохимические, геофизические, корреляционный методы).

Регрессионные уравнения, называемые также идентификационными [18], в общем виде можно представить в виде полинома типа:

$$Q_R = a_0 + a_1 x_1 + a_2 x_2 + a_i x_i + \dots + a_n x_n,$$

где коэффициенты  $a_i$  характеризуют интенсивность проявления соответствующих геологических признаков  $x_i$ . Разработаны различные процедуры нахождения коэффициентов регрессионных уравнений — линейных и нелинейных, реализуемые, обычно, на ЭВМ. Примеры конкретного применения регрессионного анализа с целью прогнозирования оруденения довольно многочисленны и, в частности, описаны в ряде работ канадских геологов [1].

Рассмотренный анализ часто комплексировается с факторным (Белонин и др.), позволяющим сократить число исходных признаков, выделив наиболее информативные.

Большое значение в создании систем количественного прогнозирования имеют также подходы, основанные на анализе какой-то определенной группы данных — геохимических, геофизических, космо- и аэрогеологических и т. д.

**Геохимические методы.** Различные геохимические способы оценки прогнозных ресурсов, главным образом в планетарных масштабах, были рассмотрены при описании групп теоретических и теоретико-эмпирических методов. Они базировались в основном на устанавливаемых теоретически и эмпирически взаимосвязях между общими и региональными кларками, средними промышленными концентрациями металла в месторождениях, средними и максимальными запасами месторождений, ресурсами регионов и общими ресурсами промышленного уровня в земной коре. Рассмотрим методы, представляющие собой разновидность регрессионного метода. Они требуют значительной целевой изученности территорий (геохимического опробования). Это, прежде всего, методика, разработанная А.П. Солововым и др. [24]. В основе расчетов прогнозных ресурсов лежат данные региональных и детальных литохимических съемок, на основании которых по формулам, описывающим зависимости между продуктивностью ореолов рассеяния и коренного оруденения, рассчитываются прогнозные ресурсы. Предложено несколько вариантов расчета типа

$$Q_k = K A_{r,x},$$

где  $A_{r,x}$  — интенсивность геохимической аномалии,  $k$  — коэффициент пропорциональности.

В качестве примера приведем формулу

$$Q_{op} = \Delta S_i \left( \sum_{x=1}^{N_i} C_x - N_i C_{\Phi} \right),$$

(где  $Q_{op}$  — продуктивность вторичного ореола рассеяния;  $\Delta S_i$  — произвольный размер ячейки поисковой сети;  $N_i$  — связанное с ним число аномальных точек в пределах площади подсчета;  $C_{\Phi}$  — фоновое содержание металла в алювии;  $C_x$  — содержание металла в точке опробования.

$$Q_{Ri} = k Q_{op},$$

где  $Q_{Ri}$  — общие ресурсы части оцениваемой территории, связанные с дан-

ным ореолом (геохимической аномалией);  $k$  — коэффициент, зависящий от ландшафтно-геохимических условий и типа металл, устанавливается эмпирически.

Общие ресурсы территории находятся суммированием  $Q_{Ri}$ . Вводится также поправка на величину эрозионного среза территории. Прогнозные ресурсы определяются как разность между общими ресурсами и известными. Если оцениваются ресурсы, связанные с геохимическими (и геофизическими) аномалиями, рудоносная природа которых подтверждена отдельными горными выработками, то такие ресурсы, согласно принятой классификации (1982 г.), относятся к категории  $P_2$ .

К такой же категории относятся и ресурсы, подсчитанные по результатам геохимического картирования первичных ореолов рассеяния по методике, предложенной Е.В. Плющевым, А.А. Смысловым, В.В. Шатовым и др. [13]. Указанная методика базируется на изучении гидротермально-метасоматических образований, учете результатов процессов перераспределения рудных элементов — зависимостей между количеством металла, выносимого изодной сопряженной геохимической зоны, и количеством металла, привносимого в другую сопряженную зону (т. е. на учете не только фоновых концентраций и кондиций на содержание металла в руде, но и дисперсий распределения концентраций). Возможные ресурсы металла в рудах ( $Q_R$ ) пропорциональны абсолютной величине перемещаемого металла ( $P$ ):

$$Q_R = f(P).$$

В среднем

$$Q_R = (0,01 - 0,1)P.$$

**Геофизические методы.** Основываются на связи интенсивности проявления соответствующих геофизических аномалий ( $A_{гф}$ ) с интенсивностью проявления рудоносности ( $Q_R$ ), определяемой геометрией возмущающего объекта, глубиной его заложения, массой руды и содержанием полезного компонента. Эти методы, как и геохимические, можно рассматривать как частные случаи регрессионного анализа с ограниченным числом переменных:  $Q_R = K A_{гф}$ . Вид используемых для прогноза геофизических аномалий определяется свойствами прогнозируемого сырья и вмещающих пород. Ряд примеров оценки прогнозных ресурсов на основе геофизических данных для объектов различного масштаба приводят А.П. Соловов [24], Л.Т. Мишин и др. Они касаются исследований различных масштабов от региональных до локальных. Например, для территории Центрального Казахстана А.П. Соловов оценку прогнозных ресурсов редкометальных штокверковых месторождений ( $Q_R$ ) рассчитывал, исходя из пропорции:

$$Q_R : \Sigma Q_i = (n - m) : m,$$

где  $n$  — общее число локальных гравитационных минимумов (к которым, как установлено, приурочены массивы лейкократовых гранитов, с которыми связаны месторождения данного типа),  $m$  — число детально изученных участков, по которым известны запасы  $Q_i$ . Этот ориентировочный подсчет можно произвести отдельно для каждого металла или по их сумме ( $Mo + Wo_3 + Vi + \dots$ ), с учетом переводных коэффициентов, учитывающих, например, стоимость 1 т каждого металла. Подсчет указанным методом может быть использован для сравнения с результатами оценок другими способами. Примером локальной оценки может служить определение прогнозных ресурсов меди месторождений порфирирового типа.

По А.П. Соловову [24], прогнозные ресурсы меди в контуре геофизической аномалии площадью  $1 \text{ км}^2$  можно оценить в 1 млн т (при средней вертикальной мощности зоны вторичного обогащения 40 м и содержании меди в рудах 1%). Для молибденовых месторождений штокверкового типа в качестве потенциальных крупных объектов можно рассматривать рудопоявления, характеризующиеся по геофизическим данным площадью более  $0,1 \text{ км}^2$ . Подобные примеры могут быть продолжены.

Оценка прогнозных ресурсов по геофизическим и геохимическим данным позволяет определить их порядок (хотя и доходит до категории  $P_2$ ), но и это важно для оптимального планирования последующих работ.

**Классификационные методы.** Являются разновидностью методов аналогии и регрессионных. Основываются на разграничении объектов прогноза (как правило, автоматизированном — с помощью алгоритмов распознавания образов на ЭВМ) по множеству признаков на отдельные группы. В последние годы целевой функцией такого разграничения становится не только разбраковка объектов по степени перспективности, но и оценка "прогнозных ресурсов каждого объекта как средних запасов, свойственных эталонным объектам группы, в которую они попадают" [7, 18 с.]. Различные классификационные алгоритмы входят в большинство автоматизированных систем обработки данных (АСОД), являющихся составной частью автоматизированно-информационной поисковой системы (АИПС). Например, описываются так называемые методы автоматической классификации, ортогональных разложений, многомерных отображений, оценки решающих правил и оценки групповых решающих правил.

**Корреляционный метод.** Базируется на эмпирически устанавливаемых статистически устойчивых связях между содержаниями в рудах (и, соответственно, запасами) различных полезных компонентов, встречающихся совместно и генетически взаимосвязанных.

Наиболее широко распространено определение этим способом запасов элементов-примесей (например, Re, In, Sc и др.) в зависимости от запасов основных компонентов (молибдена, цинка и др.), а также элементов, тесно парагенетически взаимосвязанных в некоторых типах месторождений (Pb и Zn, Sb и Au, Cu и Mo, Cu и Ni, Ag и Au и т. д.). Прогнозные ресурсы ( $Q_R$ ) определяются по формуле линейного уравнения связи типа

$$Q_R = d_0 + d_1 Q,$$

где  $Q$  — известные запасы одного из полезных компонентов,  $d_0$  и  $d_1$  — коэффициенты, устанавливаемые эмпирически для аналогичных типов месторождений и геологических обстановок их нахождения. Указанное уравнение применимо при достаточно больших значениях коэффициентов корреляции между содержаниями соответствующих компонентов и при высоком уровне их значимости.

Примеры расчета минеральных ресурсов корреляционным методом имеются для элементов-примесей в работах Н.В. Иванова (1962, 1963) для соответствующих компонентов — в работах В.И. Бергера и др. В.И. Бергер (1979) [с. 64] приводит, например, такие соотношения ресурсов металлов: в зонах медноколчеданного оруденения (уральский тип)  $\text{Sb} : \text{Cu} = (1 : 100) - (1 : 1000)$ , колчеданно-полиметаллического (алтайский тип)  $\text{Sb} : \text{Pb} = (1 : 30) - (1 : 100)$ , золото-сурьмяного  $\text{Au} : \text{Sb} = (1 : 1000) - (1 : 10000)$ .

Прогнозирование регрессионно-классификационными методами в наибольшей мере поддается формализации и автоматизации. Последняя в этом случае может быть достигнута на всех этапах процесса прогнози-

рования: сбор, хранение и поиск данных (создание информационно-поисковых систем — ИПС), подготовка к вводу и ввод информации в ЭВМ (создание различного типа шифратов), обработка данных и вывод результатов на печать в цифровом и графическом виде (создание автоматизированных систем обработки данных — АСОД, основанных на том или ином комплексе алгоритмов и программ), анализ результатов (создание диалоговых человеко-машинных систем). В результате могут быть созданы автоматизированные информационно-прогнозирующие системы — АИПС, в которых все этапы прогнозной оценки автоматизированы и полностью взаимодействуют между собой. Такие системы созданы и действуют как в СССР ("Регион", "Поиск", "Прогноз" и др.), так и за рубежом ("Аппалачи" и др.).

Для реализации автоматизированного подхода требуются относительно высокая степень изученности территорий и равномерное распределение исходной информации, достигаемое подчас за счет неиспользования части ее по более изученным участкам. Такое прогнозирование применяется обычно лишь в средних и крупных масштабах. Подробно вопросы подготовки исходных данных, их обработки на ЭВМ и последующего анализа при применении регрессионно-классификационных методов прогноза изложены в работе [18] и в описаниях соответствующих автоматизированных систем.

В группу интегральных методов входят методы суммирования исходной информации как механические (инвентаризационный), так и содержащие экстраполяционные и другие прогнозные элементы (например, "структурно-геометрический").

**"Инвентаризационный" метод.** Его суть вытекает из названия. Он заключается в суммировании исходной информации по минеральным ресурсам:

$$Q_R = \sum Q_i \cdot N_i,$$

где  $Q_i$  — запасы известных объектов,  $N_i$  — их число. Для хорошо изученных территорий как общие запасы, так и прогнозируемые ресурсы или их часть могут быть вычислены суммированием запасов уже известных месторождений и известных прогнозных ресурсов более локальных площадей. Подобная операция входит составной частью в большинство методов прогноза. Некоторые методы (например, регрессионные) основаны на разбиении оцениваемой площади на равные ячейки, подсчете запасов и ресурсов по ячейкам и их последующим суммировании. Разумеется, для проведения эффективной инвентаризации запасов и ресурсов с целью прогнозной оценки территорий необходимо соответствующие банки данных. А для их создания необходима инвентаризация ресурсов. Особое значение этапу инвентаризации придается во многих зарубежных работах [41, 49].

Суммирование ресурсов контрольных объектов как метод количественной оценки рудоносности территорий может быть осуществлено и тогда, когда запасы по части объектов неизвестны, но прогнозируются каким-либо методом или исходя из какого-либо априорного положения. Примером такого подхода может служить структурно-геометрический метод.

**Структурно-геометрический метод.** Позволяет суммировать запасы известных и предполагаемых месторождений, располагающихся в виде правильной геометрической сети с шагом, предопределяемым, например, развитием разломов.

$$Q_R = \sum Q_i (N_i + M_i),$$

где  $M_i$  — число неизвестных объектов.

В планетарном и региональном масштабах развивается в работах Я. Кутины, М.А. Фаворской и др., в региональных масштабах — В.К. Денисенко, В.В. Богацкого и др., в детальных и локальных — А.Н. Кена и др.

Прямой расчет прогнозных ресурсов возможен при высокой степени изученности объектов оценки, а в региональных масштабах — для некоторых морфологически простых типов оруденения, т.е. при наличии измеренных параметров, необходимых для подсчета ресурсов. Такими параметрами могут быть параметры рудовмещающей среды, самого оруденения или те и другие. При этом в отличие от прогнозирования другими методами, непосредственно рассчитываются не общие ( $Q_R$ ), а прогнозные ( $Q_P$ ), ресурсы (соответствующей категории).

**Методы расчета по параметрам среды.** Применяются обычно для оценки рудоносности стратиформного (пластового и контактового) типа, для которой "полезное ископаемое представляет собой столь же необходимую часть этой среды, как и всякая другая порода, а параметры месторождений связаны с параметрами среды". Этот метод тоже своего рода регрессивный, но в нем в качестве расчетного параметра фигурирует обычно, как и в геохимических и геофизических методах, одна переменная, характеризующая изменчивость какого-либо геологического фактора среды — это объем осадочной толщи или отдельного стратиграфического или литологического горизонта, пласта, объем вулканогенных пород определенного типа, интенсивность развития интрузивных пород того или иного состава, петрофизических, петрохимических или других свойств и т.д. Обычно при этом устанавливается линейная связь между удельной рудоносностью ( $q$ ) или прогнозными ресурсами ( $Q_R$ ) и масштабом проявления одного из указанных факторов среды ( $V_{ср}$ ):  $Q_R$  (или  $q$ ) =  $KV_{ср}$ . Например, В.П. Клемин привел данные, свидетельствующие о связи запасов меди в медноколчеданных месторождениях Урала с величиной рудоконтролирующих вулканогенных структур — стратовулканов (объемов эффузивных пород), а Н.В. Никитин о связи запасов олова в миогеосинклинальных зонах с интенсивностью площадного развития орогенного кислого эффузивного магматизма.

Возможности расчета прогнозных ресурсов по параметрам среды представляют и некоторые теоретические модели рудообразования. Так, Г.Н. Щерба предложил оценивать рудоносность гранитоидных массивов ( $Q_R$ ), исходя из предположения, что источником рудного вещества служат сами граниты:

$$Q_R = (C_{Г} - C_{К}) \cdot M_{Г} \cdot K_{и},$$

где  $C_{Г}$  — содержание элемента в гранитоидах, г/т;  $C_{К}$  — кларк элемента,  $M_{Г}$  — масса гранитов, т;  $K_{и}$  — коэффициент извлечения элемента из породы в руду при послемагматических процессах.  $K_{и}$  определяется эмпирически:

$$K_{и} = \frac{Q_i}{M_{Г_i}},$$

где  $Q_i$  — запасы металла в известном рудном поле, связанном с гранитоидами, т;  $M_{Г_i}$  — масса гранитов в этом поле, т.

**Методы расчета по параметрам оруденения.** Подобны тем, которые применяются при оценке разведанных запасов. В региональном масштабе могут быть привлечены для оценки ресурсов таких полезных ископаемых, которые залегают в виде выдержанной пластовой формы и характеризуются невысокой дисперсией расчетных параметров. Подсчет прогнозных ресурсов этими методами возможен для серы, исходя из объема сульфатного пласта, находящегося в пределах перспективной площади, и среднего содержания в нем серы; для угля, солей — по числу, мощности, протяженности пластов, содержанию в них полезного компонента; для

некоторых других полезных ископаемых (асбеста и др.), залегающих в виде стратифицированных горизонтов при достаточно высокой целевой изученности территорий:

$$Q_R = N \cdot S \cdot H \cdot C_{\text{п}} \cdot d,$$

(где  $N$  — число пластов (рудоносных горизонтов),  $S$  — их площадь,  $H$  — средняя мощность,  $C_{\text{п}}$  — концентрация промышленного оруденения,  $d$  — средняя плотность пород.

Подсчитанные таким образом ресурсы, хотя и представляют собой оценку территорий, по существу могут быть отнесены к более высокой, чем  $R_3$ , категории, поскольку их можно считать привязанными к определенным геометрическим контурам. Достоверность оценки ресурсов указанным способом также обычно выше, чем свойственная ресурсам категории  $R_3$ .

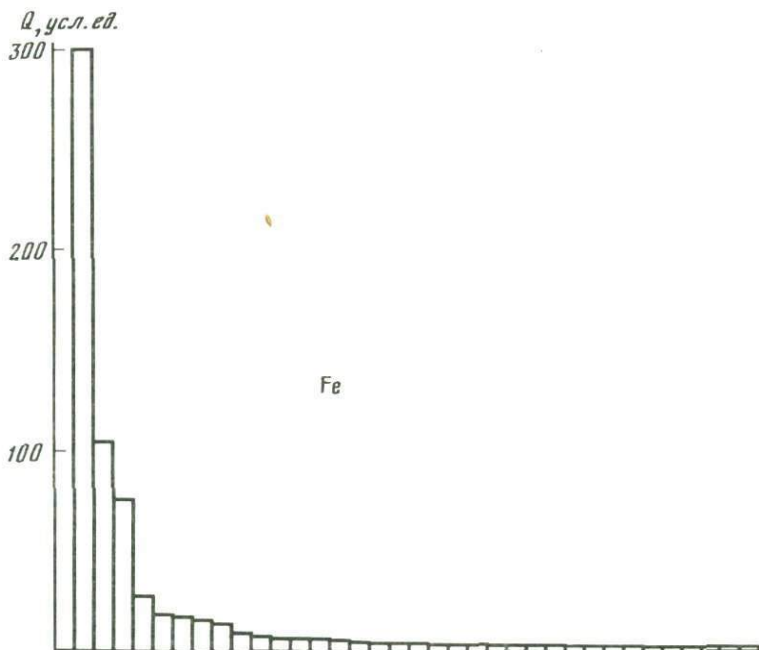
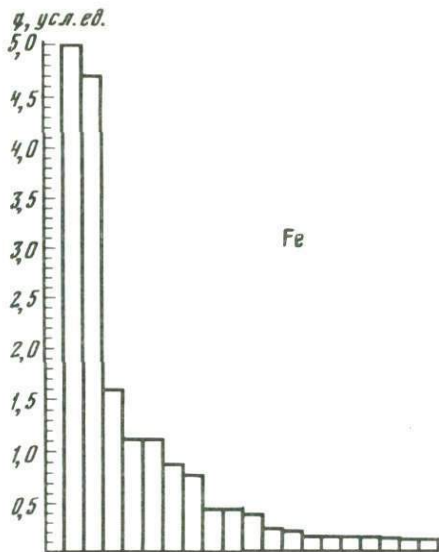
Обстоятельный пример региональной количественной оценки прогнозных ресурсов по параметрам оруденения и среды приведен Л.П. Конновым для фосфоритов Узбекистана.

Как уже указывалось, оценка общих ресурсов минерального сырья не является достаточным основанием для планирования дальнейших работ. Необходимо также выяснить распределение этих ресурсов по объектам различного размера.

#### Выявление распределения ресурсов по объектам различного ранга

Решение указанной задачи производится на основе анализа ранговых рядов соответствующих объектов, упорядоченных по убыванию запасов полезных компонентов. При этом теоретические соображения [7] и геологоразведочная практика приводят к мысли о том, что распределение объектов любого ранга по запасам должно отвечать какой-либо разновидности распределения Парето, согласно которому чем крупнее объект, тем реже он встречается. Однако предложения о виде конкретной функции распределения высказываются различные. Так, Н.И. и Д.Н. Сафроновы [23, с. 85] пришли к выводу, что "глобальные запасы равнокондиционных руд распределены по месторождениям различных линейных разломов пропорционально этим последним, возведенным в степень  $1 < \gamma < 2$ , а численность месторождений тем больше, чем меньше размеры их, следуя в этом обратном квадратичному закону". Г.А. Булкин пришел к выводу, что "произведение запасов месторождений на его номер в ранговом ряду есть величина постоянная для данного ряда" (т.н. закон Ципфа). В.Д. Наливкин считает, что запасы нефти и газа распределены по классам месторождений равномерно (при соблюдении правила: чем меньше размеры месторождений, тем их больше) и что выделяются некие "естественные" группы месторождений по запасам и существуют "запрещенные" количества запасов, сопоставимых которым месторождений не существует.

Исходя из теоретических представлений, указываются обобщенные, для всех типов месторождений одинаковые соотношения между числом крупных, средних и мелких месторождений: 1:7:49 (Н.И. и Д.Н. Сафроновы, А.П. Соловов, Л.Н. Овчинников); 1:9:90 (Г.А. Булкин). В.И. Красников на основе эмпирического материала дает существенно иное соотношение: 1:3, 3:10. Вообще, как будет показано ниже, соотношения месторождений различных металлов и формационных типов в эмпирических ранговых рядах, во-первых, специфичны для каждого типа, во-вторых, могут существенно отличаться от указанных теоретических. Кроме про-



чих причин, здесь, очевидно, действует и отмечаемая В.И. Шпильманом: геологоразведочные работы являются своеобразным фильтром, вносящим направленные изменения в распределение месторождений по запасам в эмпирических ранговых рядах по сравнению с их распределением в генеральной совокупности, а именно — в каждом классе ранжированного эмпирического ряда будет определенный "дефицит" числа месторождений по сравнению с "природным" рядом, причем этот дефицит возрастает в

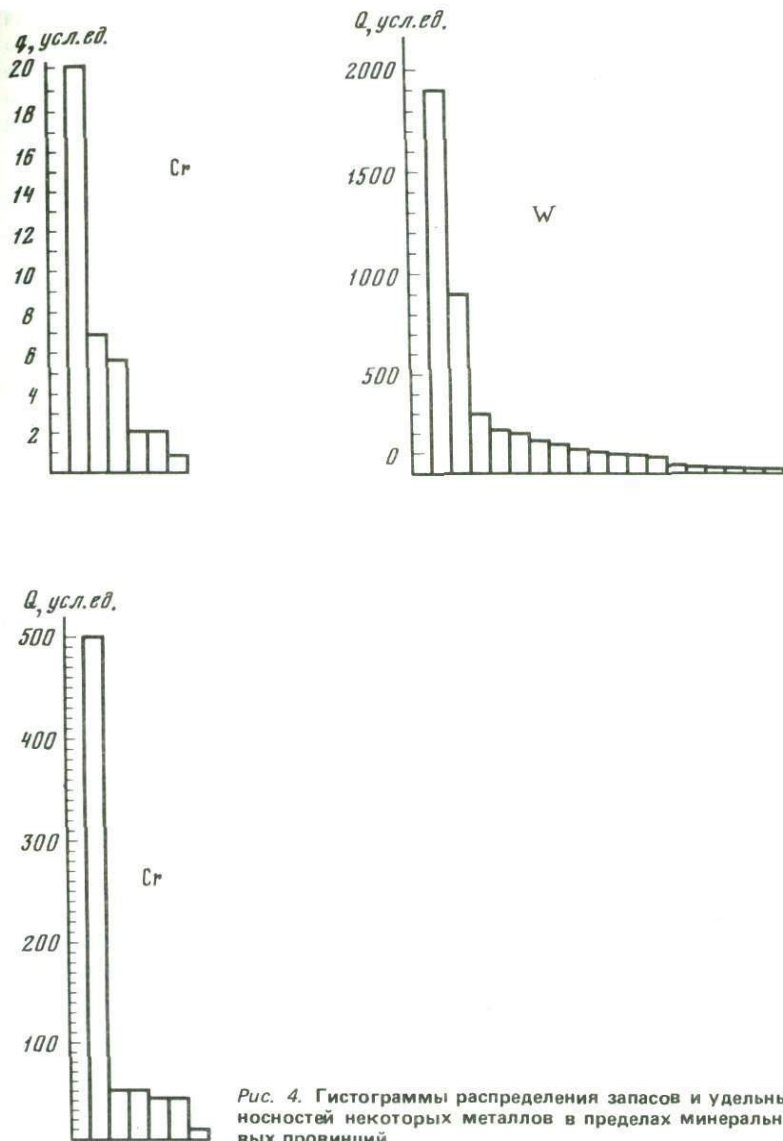


Рис. 4. Гистограммы распределения запасов и удельных рудосодержаний некоторых металлов в пределах минерально-сырьевых провинций

классов месторождений все меньшего масштаба. Получается так, что малые месторождения (к тому же и менее нужные) при геологоразведочных работах пропускаются чаще, чем большие.

Из сказанного ясно, что для прогнозных оценок территорий на данном этапе важен учет эмпирических закономерностей распределения рудосодержания, не исключающий их сопоставления с теоретически ожидаемыми. Отметим некоторые из них. Для большинства металлов определяющую

роль в балансе запасов (складывающемся из запасов месторождений на хорошо изученных и детально разведанных территориях) играют несколько (иногда единичные) крупных месторождений. Эти закономерности более отчетливы для низкокларковых металлов, но достаточно показательны и для таких, как железо, марганец. Так, в 39 крупнейших месторождениях железа, числящихся на баланс, содержится 78% от его общих запасов. В 10 крупнейших — 52,6%, в 5 — 39%, в 3 — 26%.

В 23 наиболее крупных месторождениях марганца содержится 87% всех запасов, в 8 — 79%, в одном самом крупном — 49% общих запасов.

Первые 10 медно-порфировых месторождений в Американско-Мексиканской провинции содержат 86,3% запасов меди от всех запасов провинции. В Чилийско-Перуанской провинции в первых двух месторождениях — Чукикамата и Эль-Теньенте содержится 57% запасов меди, а в первых четырех — 70%.

М. Алле на основании обобщенных статистических данных показал, что при поисково-оценочных работах в условиях Алжирской Сахары одно крупное открытие будет составлять 35—40% общих запасов, четверть обнаруженных месторождений будет содержать 65—80% общих запасов.

Подобные соотношения характерны не только для месторождений, но и для любых других целостных объектов. Так, в восьми крупнейших марганценосных зарубежных провинциях содержится 98,4% всех зарубежных запасов, в трех самых крупных — 91%, в других самых крупных (ЮАР, Австралия) — 86%, в самой крупной (ЮАР) — 3 млрд. т., т.е. 74%. А. Пелиссонье приводит данные о том, что основные запасы меди концентрируются в ограниченном числе провинций: три провинции содержат 2/3 общих запасов, в 11 провинциях сосредоточено 90% суммарных запасов. В.А. Ларичкин [24] на примере оловорудных месторождений показал, что основные (50—80%) запасы в месторождениях сосредоточены в одном—двух рудных телах.

Из статистических соотношений месторождений по масштабам может быть вычислена доля запасов, приходящаяся на месторождения различного ранга. Так, даже без учета уникальных, доля запасов крупных месторождений вольфрама в общем балансе будет 60%, сурьмы — более 50% и т.д.

Для каждого формационного типа месторождений возможно установление статистически обоснованного соотношения месторождений по масштабам, которое следует учитывать при прогнозной оценке территорий. Например, В.И. Бергер [4] для месторождений сурьмы золото-сурьмяной березитовой формации приводит соотношение крупных, средних и мелких месторождений как 1:7:28 (по 25 месторождениям), для сурьмяной аргиллизитовой формации — 1:5:200 (по 1000 месторождениям) и т.д. Подобные соотношения часто могут быть рассчитаны по литературным данным. Так, из графика, приводимого в работе Б.Г. Башкирова и Ю.В. Попова, построенного с учетом 152 медно-порфировых месторождений, отношение числа уникальных ( $> 10$  млн.т) месторождений к крупным (2—6 млн.т) и к средним + мелким (менее 1,5 млн.т) будет как 1:14—23; по данным В.А. Ларичкина [16], отношение числа крупных оловорудных месторождений к числу средних и мелких — 1:9 и т.д. Эти примеры могут быть многократно умножены, а описание ранжированных рядов доведено до описания закона распределения вероятностей появления объектов разного масштаба, причем не только для месторождений, но и для любых металлогенических подразделений.

К аналогичным результатам приводит и анализ распределения по абсолютной и удельной рудоносности минерально-сырьевых провинций (сотни тысяч квадратных километров) территории СССР. На рис. 4 в качестве

**Таблица 1**  
**Распределение минерально-сырьевых провинций**  
**по абсолютной ценности недр**

Абсолютная ценность в условных единицах	< 100	100–1000	1001–10000	> 10000	
Количество провинций (в %)	54,4	24,8	15,2	5,6	100%

**Таблица 2**  
**распределение минерально-сырьевых провинций**  
**по удельной ценности недр**

Удельная ценность в условных единицах	< 10	11–100	101–300	301–1000	> 1000	
Количество провинций (в %)	72,0	19,2	5,6	2,4	0,8	100%

**Таблица 3**  
**Доля площадей с различной удельной ценностью недр**  
**(в % от площади СССР)**

Удельная ценность в условных единицах	< 10	11–100	101–300	301–1000	> 1000	
Доля площади СССР, %	41,2	20,2	6,0	0,5	0,15	68

примера приведено распределение в абсолютном и удельном выражении условных ресурсов железа, хрома и вольфрама в ранжированных по запасам рядах провинций. Например, для железа отношение числа провинций с запасами свыше 10 условных единиц к числу провинций с запасами в 5–10 единиц и затем к числу провинций с запасами в 1–5 единиц и далее к числу провинций с запасами, менее одной условной единицы, будет следующим 1:2:5:27. Аналогично и распределение минерально-сырьевых провинций СССР по запасам всех видов сырья, выраженным через условную "ценность недр" (табл. 1–3).

Таким образом, важнейшими характеристиками, используемыми при количественном прогнозировании, являются удельная рудоносность, соотношение месторождений по масштабам (параметры ранжированных рядов), региональные кларки, дисперсии фоновых концентраций. Эти характеристики взаимосвязаны с рангами рудоносных площадей, для которых они установлены. Главными единицами прогнозной оценки при региональном прогнозировании являются целостная структурно-металлогеническая (структурно-формационная) зона и геологическая рудоносная формация. При этом наибольшая достоверность прогноза по методу аналогии может быть достигнута при сопоставлении не отдельных формаций, а их закономерных рядов, характеризующих определенный тип структурно-металлогенических зон. Регрессионно-классификационные методы (автоматизиро-

ванных прогноз), в принципе, могут быть применены к блокам любого типа, однако и в этом случае достоверность и целесообразность машинного определения степени подобия анализируемых ячеек геологического пространства предопределяются степенью однородности сопоставляемых территорий. Существуют и специальные алгоритмы по выделению однородных геологических позиций.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Агтерберг Ф.П.* Вероятностный подход к прогнозированию месторождений полезных ископаемых. Новосибирск, 1977. 19 с. Препр.
2. *Аладышкин А.С.* О взаимосвязи между кларком металла и масштабом месторождений. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края. 1973, вып. 9, с. 158—162.
3. *Башкиров Б.Г., Попов Ю.В.* Вопросы прогнозирования крупных эндогенных месторождений: Обзор. информ. М.: ВИЗМС, 1981. 66 с.
4. *Бергер В.И.* Региональные и локальные закономерности размещения сурьмяных месторождений. Л.: Недра, 1977, вып. 16, 81 с.
5. *Булкин Г.А.* Прогнозная оценка мировых запасов на основе ранговых рядов месторождений — ДАН СССР, 1981, т. 1 № 1, с. 169—173.
6. *Булкин Г.А., Неженский И.А.* О взаимосвязи минеральных ресурсов рудоносных провинций и запасов наибольших месторождений. — ДАН СССР, 1982, т. 266, № 1, с. 931—935.
7. Единые методические указания по применению "Временного положения о классификации прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых" при оценке и учете ресурсов. Сост. Н.А. Быховер, и др. М., 1982. 51 с.
8. *Иванов Н.В.* Метод опробования по эмпирическим кривым. — В кн.: Магматические образования Кольского п-ва. М.; Л., 1962, с. 1—13.
9. *Кавун К.П.* Международная классификация минеральных ресурсов: Экспресс-информация. М.: ВИЗМС, 1979, вып. 12, с. 1—28.
10. Карта структурно-металлогенических зон территории СССР, м-б 1:10000 000, 1982.
11. *Квятковский Е.М.* Оценка глобальных запасов по кларкам химических элементов — Зап. ЛГУ, 1974, т. 64, вып. 2.
12. *Клемин В.П.* Оценка прогнозных запасов медноколчеданных месторождений по величине рудоконтролирующих вулканогенных структур. — В кн.: Количественная оценка прогнозных запасов при региональных металлогенических исследованиях. Л., 1978, с. 68—70.
13. Количественное прогнозирование при региональных металлогенических исследованиях/Гл.ред. Д.В.Рундквист. Л.: ВСЕГЕИ, 1979, 88 с.
14. *Красников В.И.* Основы рациональной методики поисков рудных месторождений. М.: Госгеолтехиздат, 1959. 411 с.
15. Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые/ Под ред. Д.В. Рундквиста. Л. Недра, 1978. 607 с.
16. *Ларичкин В.А.* Геологические основы прогноза и методы оценки оловянных месторождений. М., 1981. 192 с.
17. *Марголин А.М.* Оценка запасов минерального сырья. Математические методы. М.: Недра, 1974, 261 с.
18. Методические рекомендации по количественной оценке прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. Алма-Ата; Фан 1982. 96 с.
19. *Овчинников Л.Н.* Прогнозная оценка мировых запасов металлов в месторождениях суши. — ДАН СССР, 1971, т. 196, № 3, с. 683—686.
20. *Омелин В.М.* Решение геологических задач в системе "человек—ЭВМ". Л.: Недра, 1976, 133 с. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 356).
21. *Пелиссонье А.* О распределении меди, добываемой на Земле. — В кн.: Распространенность элементов в земной коре/ Под ред. Л. Аренса. М.: Мир, 1972, с. 242—251.
22. Рудовосность и геологические формации структур земной коры / Под ред. Д.В. Рундквиста. Л.: Недра, 1981. 423 с.
23. *Сафронов Н.И., Сафронов Д.Н.* О вероятных закономерностях распределения запасов в земной коре. — В кн.: Методика и техника разведки, № 44, Л.: ВИТР, 1964, с. 61—81.
24. *Соловов А.П.* Оценка прогнозных запасов металлов при региональных литохимических съемках. — В кн.: Количественная оценка прогнозных запасов и перспективы ресурсов минерального сырья при региональных металлогенических исследованиях. Л., 1978, с. 29—31.
25. *Шпильман В.И.* Количественный прогноз нефтегазосности. М.: Недра, 1982. 215 с.

А. И. Перельман

**МАТРИЧНЫЙ ПРИНЦИП  
СИСТЕМАТИКИ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ  
И ПУТИ ЕГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ  
ДЛЯ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ПРОЦЕССОВ РУДООБРАЗОВАНИЯ**

К числу общих особенностей рудных месторождений, изучению которых такое большое значение придает Л.Н. Овчинников, мы относим и образование руд на геохимических барьерах. Последние представляют собой такие участки земной коры, где на коротком расстоянии происходит резкое уменьшение интенсивности миграции химических элементов и как следствие их концентрация [3–5]. Использование понятия о геохимических барьерах позволяет разнообразные процессы рудообразования объединить в несколько основных геохимических типов. Автор полагает, что на этой основе можно прогнозировать новые процессы, еще не установленные в природе, но вероятные по сочетанию рудообразующих факторов. Один из путей решения этой важной задачи — использование матричного принципа систематики геохимической информации.

**Матричный принцип систематики информации.** Матричный принцип систематики информации применяется уже давно<sup>1</sup>. Один из наиболее ярких и удачных примеров использования этого принципа — Периодическая система элементов Д.И. Менделеева. Напомним, что она построена в форме таблицы матрицы, т.е. по двум координатам — периодам (строки матрицы) и группам (столбцы матрицы). При этом периодам отвечают квантовые слои K, L, M, N, O, P, Q, характеризующиеся главными квантовыми числами — 1, 2, 3, 4... и т.д. Группы объединяют элементы, обладающие близкими химическими свойствами, что связано со строением наружных квантовых слоев, числом валентных электронов (или числом вакантных мест для электронов других атомов). Каждый химический элемент может быть обозначен (закодирован), как сочетание определенных периодов и групп Li — 2 I, Cr — 4 VI, As — 4 XV [с целью кодирования номера главных и побочных групп (K и Cu, Rb и Ag, Ca и Zn, Sr и Dc и т.д.) даны в единой порядковой нумерации от I до XVIII].

Гениальность Д.И. Менделеева проявилась в том, что не располагая современными представлениями о строении атома, используя только данные по атомным весам элементов (и в значительной степени корректируя их!), а также используя свою замечательную интуицию, он расположил элементы в виде таблицы-матрицы, которая не только позволила систематизировать известные в то время химические элементы, но и предсказать новые, т.е. прогнозировать. В составленной таблице великий химик, как известно, оставил место для элементов под № 21, 31 и 32 (4 III, 4 XIII, 4 XIV), которые через несколько лет были обнаружены и названы скандием, галлием и германием. Особенности открытых элементов оказались тождественными или близкими тем, которые предсказал Менделеев на основе интерпретации свойств соседних элементов (табл. 1). Эти открытия, как известно, явились триумфом периодической системы, они также свидетельствовали о большом значении для прогнозирования матричного принципа систематики информации.

Рассмотрим условия применения данного принципа, т.е. правила мат-

<sup>1</sup> Матрица — таблица, состоящая из  $m$  строк и  $n$  столбцов. Единицы систематики являются на пересечении строк и столбцов определенных классов.

Таблица 1. Периодическая система Д.И. Менделеева

	(IX)										(XI)	(XII)	(XIII)	(XIV)	(XV)	(XVI)	(XVII)	(XVIII)
	I	II	III	IV	V	VI	VII	(VIII)	VIII	(X)	I	II	III	IV	V	VI	VII	0
1	H <sup>1</sup>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	He <sup>2</sup>
2	Li <sup>3</sup>	Be <sup>4</sup>	B <sup>5</sup>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	C <sup>6</sup>	N <sup>7</sup>	O <sup>8</sup>	F <sup>9</sup>	Ne <sup>10</sup>
3	Na <sup>11</sup>	Mg <sup>12</sup>	Al <sup>13</sup>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Si <sup>14</sup>	P <sup>15</sup>	S <sup>16</sup>	Cl <sup>17</sup>	Ar <sup>18</sup>
4	K <sup>19</sup>	Ca <sup>20</sup>	Sc <sup>21</sup>	Ti <sup>22</sup>	V <sup>23</sup>	Cr <sup>24</sup>	Mn <sup>25</sup>	Fe <sup>26</sup>	Co <sup>27</sup>	Ni <sup>28</sup>	Cu <sup>29</sup>	Zn <sup>30</sup>	Ga <sup>31</sup>	Ge <sup>32</sup>	As <sup>33</sup>	Se <sup>34</sup>	Br <sup>35</sup>	Kr <sup>36</sup>
5	Rb <sup>37</sup>	Sr <sup>38</sup>	Y <sup>39</sup>	Zr <sup>40</sup>	Nb <sup>41</sup>	Mo <sup>42</sup>	Tc <sup>43</sup>	Ru <sup>44</sup>	Rh <sup>45</sup>	Pd <sup>46</sup>	Ag <sup>47</sup>	Cd <sup>48</sup>	In <sup>49</sup>	Sn <sup>50</sup>	Sb <sup>51</sup>	Te <sup>52</sup>	I <sup>53</sup>	Xe <sup>54</sup>
6	Cs <sup>55</sup>	Ba <sup>56</sup>	TR <sup>x/57-71</sup>	Hf <sup>72</sup>	Ta <sup>73</sup>	W <sup>74</sup>	Re <sup>75</sup>	Os <sup>76</sup>	Ir <sup>77</sup>	Pt <sup>78</sup>	Au <sup>79</sup>	Hg <sup>80</sup>	Tl <sup>81</sup>	Pb <sup>82</sup>	Bi <sup>83</sup>	Po <sup>84</sup>	At <sup>85</sup>	Rn <sup>86</sup>
7	Fr <sup>87</sup>	Ra <sup>88</sup>	Ac <sup>89-103</sup>	Ku <sup>104</sup>	105	106	107											
x/Лантаниды	58 Ce	59 Pr	60 Nd	61 Pm	62 Sm	63 Eu	64 Gd	65 Tb	66 Dy	67 Ho	68 Er	69 Tm	70 Yb	71 Lu				
xx/Актиниды	90 Th	91 Pa	92 U	93 Np	94 Pu	95 Am	96 Cm	97 Bk	98 Cf	99 Es	100 Fm	101 Md	102 (No)	103 (Lz)				

ричной систематики и прогнозирования. В первую очередь необходимо выделить строки и столбцы будущей матрицы, т.е. два главных фактора (параметра, две причины), определяющих формирование объектов исследования, существование системы или явления. Применительно к химическим элементам это, как мы убедились, две особенности электронной структуры атомов. Только при правильном выборе параметров систематика будет удачной, в противном случае она направит мысль исследователя в ложном направлении, прогноз окажется ошибочным. Если параметры выбраны правильно, то все известные явления данного порядка займут места в клетках матрицы и останутся пустые клетки для прогнозируемых явлений. При этом возможны и такие сочетания факторов (параметров), которые реально не осуществимы и соответствующие явления (процессы, системы) исключены. Так, не осуществимы элементы I III, I IV и другие (см. табл. 1).

Естествен вопрос: почему выделяются именно два фактора, две координаты, учитывая, что большинство явлений в природе, в том числе и рудообразование, зависит от множества факторов?

Говоря о матричном принципе систематики, мы имеем в виду такие два фактора, которые являются главными. Опыт естественных наук показывает, что во многих случаях именно два компонента, два фактора, две стороны определяют сущность, возможность существования и развитие того или иного явления или системы. Для атома это ядро и электронная оболочка, для клетки — ядро и протоплазма, для биосферных систем (почв, илов, ландшафтов, биосферы в целом) — образование живого вещества и разложение органических веществ, для рельефа земной поверхности — тектонические поднятия и опускания, для миграции элементов — концентрация и рассеяние и т.д. Представляется, что здесь имеет место не только эмпирическая закономерность, но и проявление общего закона развития природы, общества и мышления — диалектического закона единства и борьбы противоположностей. Уместно в этой связи привести цитату из труда В.И. Ленина "К вопросу о диалектике": "Раздвоение единого и познание противоречивых частей его . . . есть суть (одна из "сущностей", одна из основных, если не основная, особенностей или черт) диалектики"<sup>1</sup>. Отсюда следует важный методологический вывод для научного исследования — при изучении какого-либо явления, процесса, системы (минерала, руды, гидротермы, ландшафта, почвы, коры выветривания и т.д.) в первую очередь необходимо установить два главных фактора их формирования, вскрыть присущие им противоречия, выявить противоположности. На этой основе, построив матрицу по двум координатам, можно разработать рациональную систематику изучаемых объектов и прогнозировать еще неизвестные их представители. Под матричным принципом систематики процессов рудообразования мы понимаем систематику в виде таблицы (матрицы), состоящей из строк и столбцов, так что каждый класс рудообразования выявляется на пересечении строк и столбцов определенного класса. Для составления матрицы необходимо выделить два главных противоположных параметра (условия, фактора) рудообразования. Для многих месторождений, образующихся в водной среде (гидротермальных, гипергенных), с точки зрения автора, такими условиями будут класс геохимического барьера и состав вод, поступающих к барьеру [4].

**Классы геохимических барьеров.** Ведущее значение для рудообразования и в гипергенных, и в гидротермальных условиях имеет изменение

<sup>1</sup> Ленин В.И. К вопросу о диалектике. — Полн. собр. соч., т. 29, с. 316.

Таблица 2

## Рудообразование на геохимических барьерах в гипергенных условиях

Типы вод	Кислородные				Глеевые				Сероводородные и сульфидные			
	1. сильно-кислый	2. кислый	3. нейтральный и слабощелочной	4. сильно-щелочной	5. сильно-кислый	6. кислый	7. нейтральный и слабощелочной	8. сильно-щелочной	9. сильно-кислый	10. кислый	11. нейтральный и слабощелочной	12. сильно-щелочной
Кислородный А	A1 ?	A2 ?	A3 ?	A4 ?	A5 ?	A6 1/	A7 2/	A8	A9	A10	A11 3/	A12 3/
Сероводородный, сульфидный В	B1 4/	B2 4/	B3 5/	B4 6/	B5 ?	B6 7/	B7 8/	B8 9/	B9	B10	B11	B12
Глеевый С	C1	C2	C3	C4 10/	C5 ?	C6	C7	C8	C9 ?	C10 ?	C11 ?	C12 ?
Щелочной Д	D1 11/	D2 11/	D3 12/	D4	D5 ?	D6	D7	D8	D9	D10	D11	D12
Кислый Е	E1	E2 ?	E3 ?	E4 13/	E5	E6 ?	E7 ?	E8 14/	E9	E10	E11	E12
Испарительный F	F1 ?	F2	F3 15/	F4 15/	F5 ?	F6 ?	F7 15/	F8 15/	F9 ?	F10	F11 15/	F12 15/
Сорбционный G	G1 ?	G2 ?	G3 ?	G4 ?	G5 ?	G6 ?	G7 ?	G8 ?	G9 ?	G10 ?	G11 ?	G12 ?
Термодинамический H	H1 ?	H2 ?	H3 16/	H4 ?	H5 ?	H6 ?	H7 16/	H8 ?	H9 ?	H10 ?	H11 ?	H12 ?



1



2



3



4

Примечание: 1 – известные классы рудообразования; 2 – классы, значения которых не ясно; 3 – маловероятные или невозможные классы; 4 – прогнозируемые классы.  
 Сноски к табл. 2: 1 – железные руды латеритного типа, 2 – марганцевые руды, 3 – серные руды, 4 – зоны вторичного сульфидного обогащения, 5, 6 – урановые, медные и другие сульфидные руды "песчаникового типа"; 7, 8, 9 – сульфидные руды в аллювиальных сероцветках; 11, 12 – руды зоны окисления сульфидных месторождений; 13 – волконскоит, брусит; 14 – брусит; 15 – рассолы в солончаках типа озера Серлз в Калифорнии; 16 – некоторые урановые руды гидротермальных систем.

окислительно-восстановительных и щелочно-кислотных условий вод, а также главных термодинамических параметров — давления и температуры. Это позволило выделить 6 классов геохимических барьеров, наиболее существенных для рудообразования: окислительный (А), сероводородный и сульфидный (В), глеевый (восстановительный бессероводородный — С), щелочной (D), кислый (Е) и термодинамический (H). Роль в рудообразовании других классов барьеров как, например, испарительного (F) и сорбционного (G) менее значительна.

Несмотря на различия гипергенных и гидротермальных систем, причины, приводящие к концентрации элементов в них, во многом сходны: велика роль сероводородного (особенно для халькофильных элементов), щелочного и кислого барьеров. Выделяются в гидротермальных системах и аналоги глеевого барьера. Кислородный барьер в этих системах не имеет важного значения, но другие разновидности окислительного барьера существуют.

Геохимические барьеры могут быть связаны как с диффузией, так и инфильтрацией вод, в связи с чем мы различаем диффузионные и инфильтрационные барьеры. В природе местами формируются совмещенные барьеры, когда, например, барьер одновременно является и восстановительным и щелочным (B—D).

При выделении классов барьеров имеет значение не только тип изменения условий (кислые — щелочные, окислительные — восстановительные и т.д.), но и количественные пределы этого изменения. Барьер может быть слабовосстановительным и резковосстановительным, слабоокислительным и резкоокислительным и т.д. Например, в зоне гипергенеза на менее восстановительном барьере осаждаются уран и селен, а при более низком Eh осаждаются молибден. На слабоокислительном барьере осаждается только железо, на резкоокислительном, в условиях более высокого Eh — железо и марганец (или только марганец).

К щелочным барьерам относятся такие участки в земной коре, где резко возрастает pH. Это может иметь место и в кислой среде, когда сильноокислая среда сменяется слабокислой (щелочной барьер в кислом плече) и в щелочной среде, когда слабощелочная среда сменяется резкощелочной. Однако наиболее контрастные проявления данного барьера связаны со сменой сильнокислой среды на сильнощелочную.

Кислые барьеры формируются при любом понижении pH, приводящем к концентрации элементов. Поэтому возможны кислые барьеры в щелочном плече, когда сильнощелочная среда сменяется слабощелочной. Формируются кислые барьеры и на участках смены слабокислой среды сильнокислой. Наиболее контрастны кислые барьеры при смене сильнощелочных условий на сильнокислые.

Таким образом в пределах класса геохимического барьера наблюдается известное разнообразие. И все же оно невелико по сравнению с огромным разнообразием геологических обстановок рудообразования. Геохимические условия осаждения элементов из вод по сравнению с разнообразием геологических обстановок относительно однообразны.

**Классы вод.** Особенности вод, поступающих к барьеру, — второй параметр, определяющий специфику рудообразования. Для характеристики вод в этом отношении необходима их геохимическая систематика, т.е. расчленение на типы, классы, виды и т.д. по условиям миграции химических элементов (преимущественно рудных)<sup>1</sup>. Несомненно, что глав-

<sup>1</sup> Существующие классификации природных вод по химическому составу для решения рассматриваемой задачи малопригодны, так как они составлялись с иными целями (водоснабжение, орошение и т.д.) [5].

ный признак вод с этих позиций — их температура, что и нашло отражение в разделении гидротермальных и гипергенных обстановок водной миграции.

При классификации вод зоны гипергенеза, биосферы автор предложил выделять тип, класс, семейство, род и вид вод [5]. Для гидротерм необходима самостоятельная классификация, хотя многие разработанные нами положения, вероятно, применимы и к этой группе вод.

По окислительно-восстановительным условиям воды зоны гипергенеза расчленяются на три основных типа, каждый из которых разделяется на четыре класса (табл. 2). В пределах классов выделяются роды по содержанию растворенного органического вещества, роль которого в миграции рудных элементов велика как для гипергенных, так и для гидротермальных условий. Последний таксон предлагаемой систематики — вид, выделяется по ионному составу вод (гидрокарбонатные кальциевые, хлоридные натриевые и прочие воды). Обоснование данной систематики дано нами ранее [5], здесь же отметим, что, с позиций автора, таксономическое значение окислительно-восстановительных и щелочно-кислотных условий вод значительно выше, чем ионного состава. Этим предлагаемая систематика резко отличается от большинства современных гидрохимических классификаций, в которых приоритет отдается именно ионному составу (деление всех вод на гидрокарбонатные, хлоридные, сульфатные и т.д.).

Обращаясь к рудообразованию, необходимо подчеркнуть значение 12 основных геохимических классов вод (см. табл. 2). Таким образом, и по классам вод, как и по классам барьеров, геохимические условия рудообразования относительно однообразны. Это, вероятно, еще более характерно для гидротерм. Л.Н. Овчинников пишет [2, с. 11]: "Сравнительное изучение эндогенных рудных месторождений, различных по промышленному металлу, происхождению и геологическим условиям образования, обнаруживает удивительную стандартность рудообразующего раствора, постоянство его анионного состава и свойств, что свидетельствует о весьма узком диапазоне изменений физико-химических параметров рудообразования во времени и пространстве, оказывающихся к тому же мало зависимым от геологической среды".

Классы рудообразования, показанные в табл. 2, выделяются как сочетание класса геохимического барьера (А, В, С и т.д.) и класса вод, поступающих к барьеру (1, 2, 3 и т.д.). Каждый класс рудообразования обозначается двойным индексом: А6, В3 и т.д. Подобная таблица публиковалась в печати. В этой статье мы остановимся на ее использовании с целью прогнозирования рудообразования. Общее число сочетаний классов барьеров и вод равно 96. Среди них можно выделить известные классы рудообразования (В3, В4 и др.), сочетания, значение которых неясно (А1, А2 и др.), сочетания, маловероятные в условиях земной коры (В9, В10 и др.) и, наконец, классы возможные, но пока не обнаруженные в природе. Эти последние и являются результатом прогноза. Рамки настоящей статьи не позволяют подробно рассмотреть данный вопрос. Отметим только, что плохо изучены процессы рудообразования, связанные с деятельностью глеевых вод (В6, В7, С6, С7, Д6, Д7 и др.), а также "рудообразование на кислых барьерах в щелочном плече", когда сильнощелочные рудоносные растворы (содовые, кремнеземные и др.) встречаются на пути миграции породы или воды с нейтральной средой. В результате рН рудоносных растворов понижается и многие рудные элементы, легкоподвижные в сильнощелочной среде, выпадают из раствора, образуя рудные концентрации (Ge, Mo, Se, V, отчасти Cu и др.).

Отмеченные в табл. 2 классы рудообразования реализуются в различ-

ных геологических условиях. Например, к классу ВЗ относятся и сульфидные сингенетические руды в морских и озерных осадках, и эпигенетические руды "песчаникового типа" ("медистые песчаники"), и сульфидное оруденение в углях и т.д. Еще более характерна данная особенность рудообразования для гидротермальных условий [2 и др.]. Поэтому можно сделать общее заключение, что для земной коры характерно огромное разнообразие геологических условий рудообразования и значительно меньшее разнообразие (относительное однообразие) геохимических условий.

Постановка вопроса о прогнозировании новых классов рудообразования в значительной степени обусловлена открытиями в последние годы новых генетических типов месторождений золота, урана и других металлов в различных провинциях земного шара.

Высокий уровень науки о рудных месторождениях вполне допускает возможность выделения новых генетических типов руд "на кончике пера", т.е. путем логического анализа и синтеза имеющихся знаний. Понятно, что правильность такого прогноза может быть доказана только последующими открытиями месторождений. Один из путей построения подобного прогноза был намечен выше. Автор сознает, что проблема еще не решена, но путь использования с этой целью матричного принципа систематики геохимической информации представляется перспективным.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Барсуков В.Л., Григорян С.В., Овчинников Л.Н. Геохимические методы поисков рудных месторождений. М.: Наука, 1981. 317 с.
2. Овчинников Л.Н. Теоретические основы геохимических методов поисков глубокозалегающих рудных месторождений. — В кн.: Методика и техника геохимических поисков рудных месторождений. Фрунзе: Илим, 1975, с. 7—13.
3. Перельман А.И. Геохимия эпигенетических процессов. М.: Высш. шк., 1961. 150 с.
4. Перельман А.И. Геохимия. М.: Высш. шк., 1979. 423 с.
5. Перельман А.И. Геохимия природных вод. М.: Наука, 1981. 152 с.

УДК 550.84.092.1

С.В. Григорян

#### ПЕРВИЧНЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОРЕОЛЫ ПРИ ПОИСКАХ СКРЫТОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Как известно, под влиянием фундаментальных трудов В.И. Вернадского, В.М. Гольдшмидта и А.Е. Ферсмана геохимические методы почти одновременно возникли в нашей стране (Н.И. Сафронов — метод поисков по вторичным литохимическим ореолам) и в Западной Европе (биогеохимический метод, на который ученики В.И. Гольдшмидта — С. Пальмквист и Н. Брундин — получили американский патент в 1939 г.). В последующие годы у нас в стране и за рубежом наиболее широкий размах получили работы по разработке и внедрению в практику поисковых работ методов поисков рудных месторождений по вторичным литохимическим ореолам рассеяния элементов-индикаторов.

В СССР внедрение в практику геологоразведочных работ метода поисков по вторичным литохимическим ореолам (металлометрия) привело к

открытию более 100 рудных месторождений. Естественно, что открытие месторождений — результат планомерного изучения геологического строения исследуемых территорий и применения тех или иных комплексов методов на различных стадиях геологоразведочных работ. Речь в данном случае идет о решающей роли геохимических методов в обнаружении месторождений. Эти работы обеспечили нашей стране ныне общепризнанный приоритет в разработке и широком практическом применении литохимических методов — наиболее эффективных в группе геохимических методов.

Во многих рудных районах страны, особенно в традиционных, давно освоенных горнорудной промышленностью, было установлено снижение эффективности литохимических поисков, что в основном объяснялось: резким сокращением фонда легкооткрываемых (имеющих выход на современную эрозионную поверхность) месторождений. В подобных условиях основным резервом пророста запасов минерального сырья остается скрытое оруденение, поиски которого с помощью вторичных литохимических ореолов не могли быть эффективными прежде всего по причине недостаточной глубинности этого метода, рассчитанного на обнаружение месторождений, выходящих на современную эрозионную поверхность. Со всей остротой встала проблема существенного повышения глубинности литохимических поисков, адекватных обнаружению скрытого оруденения. Необходимость успешного решения весьма сложной проблемы поисков скрытого оруденения предъявляла повышенные требования к ведению геохимических поисков и прежде всего к геологическим аспектам геохимических работ, т. е. комплексному и взаимно дополняющему использованию геологических и геохимических критериев при интерпретации результатов геохимического опробования. Актуальность усиления геологической основы геохимических поисков станет очевидной, если учесть, что литохимические методы зародились в недрах геофизики и это обстоятельство наложило определенный отпечаток на их развитие: были разработаны эффективные модификации физических (спектральных) методов анализа, математические методы обработки геохимической информации, способы геохимического опробования по строгой геометрической сети и т. д. Все это обеспечило поистине триумфальное развитие литохимических методов, оставляя тем не менее в тени сугубо геологические аспекты геохимических поисков. Именно поэтому представляется, что в последующем одним из важнейших направлений исследований по разработке эффективных геохимических методов поисков скрытого оруденения явилось изучение особенностей состава и строения первичных геохимических ореолов различных типов месторождений.

Большое научное и практическое значение первичных геохимических ореолов определяется прежде всего тем, что первичные ореолы по существу своему являются составной частью самих месторождений. Благодаря этому особенностям состава и строения аномалий в коренных породах наряду с поисковым имеют и большое генетическое значение, так как являются своеобразными индикаторами условий локализации оруденения. Именно поэтому включение изучения первичных ореолов в общий комплекс геохимических работ существенно повысило степень "геологичности" геохимических методов, что, в свою очередь, обеспечило более высокую надежность интерпретации результатов геохимического опробования.

Первые наиболее значительные работы по изучению первичных ореолов рудных месторождений в конце сороковых годов нашего столетия на свинцово-цинковых месторождениях долины Миссисипи были выполнены американскими исследователями. Ими были установлены сопровождаю-

щие рудные тела первичные ореолы основных промышленно ценных компонентов руд (свинца, цинка и меди), а также экспоненциальный характер убывания содержаний этих элементов по мере удаления от рудных тел. Эти работы, к сожалению, продолжения не получили, по всей вероятности, из-за сложного генетического типа исследованных стратиформных месторождений. Последнее существенно осложняло интерпретацию результатов геохимического опробования рудных тел и рудовмещающих пород и не позволило получить достаточного практического приложения.

В СССР начало изучения первичных ореолов рудных месторождений относится к началу пятидесятых годов, когда проводилось изучение первичных ореолов полиметаллических (И.И. Гинзбург, К.М. Муканов, Г.И. Росман) и урановых месторождений (Г.И. Вертепов, А.Д. Каблуков и др.). Работы советских исследователей оказались более результативными и привели к разработке эффективной методики поисков слепого и слабоэродированного оруденения по первичным ореолам. Основой этой методики является геохимическая зональность первичных ореолов.

Обобщение результатов изучения первичных ореолов различных по составу и условиям формирования месторождений позволило установить единую для первичных ореолов сульфидсодержащих гидротермальных месторождений геохимическую зональность, сущность которой заключается в упорядоченном размещении (относительно рудного тела) ореолов элементов от бария до вольфрама. Эта зональность зарегистрирована в качестве научного открытия (Л.Н. Овчинников и автор).

Практическое значение единой зональности первичных ореолов заключается в том, что с ее помощью производится не только разбровка зон рассеянной рудной минерализации, но и определение уровня выявленной аномалии по отношению к оруденению. В частности, производится оценка уровня эрозийного среза геохимических аномалий, когда интерпретируются аномалии, выявленные в результате опробования рудовмещающих пород на поверхности. Опытными-производственными и производственными работами, выполненными в ряде рудных районов нашей страны и за рубежом, доказана высокая эффективность поисков слепого и слабоэродированного оруденения по первичным геохимическим ореолам, что ставит на повестку дня широкое внедрение этой методики в производство геолого-разведочных работ. Одновременно с этим необходимо усилить научно-методические исследования по дальнейшему совершенствованию научных и методических основ поисков слепого и слабоэродированного оруденения по первичным ореолам с целью обеспечения высокой эффективности внедрения рассматриваемой методики в практику поисковых работ.

Анализ современного состояния теории и практики поисков рудных месторождений по первичным ореолам позволяет выделить следующие важнейшие направления совершенствования этой методики с целью дальнейшего повышения ее эффективности: минералого-геохимические исследования, направленные прежде всего на усиление слабоконтрастных ореолов (усиление аномалий), сравнительное изучение параметров рудных тел (месторождений) и окаймляющих их первичных ореолов с целью разработки надежных геохимических критериев оценки масштаба прогнозируемого оруденения по параметрам первичных ореолов (оценка масштаба оруденения); специализированные исследования на месторождениях тех типов, первичные ореолы которых ранее не изучались (или изучались недостаточно) с целью выяснения возможности и эффективности использования первичных ореолов при поисках и разведке месторождений этих типов (изучение новых типов месторождений).

**Усиление аномалий.** Высококонтрастные аномалии характеризуются

более выдержанными закономерностями внутреннего строения и по этой причине являются более надежными в практическом применении. Контрастность аномалий, как известно, определяется ее превышением над фоном и выражается в единицах фона. Таким образом столь важный параметр, как контрастность (интенсивность) аномалий, определяется как интенсивностью рудного процесса (привнесом элементов-индикаторов), так и уровнем геохимического фона данного элемента во вмещающих породах. Для эпигенетических месторождений контрастность их первичных ореолов, а следовательно, и надежность их практического применения как бы определяются своеобразным противоборством сингенетической (фон) и эпигенетической (ореол) составляющих. Если эпигенетическая составляющая какого-то элемента-индикатора в силу значительного его количества, привнесенного в рудные тела и ореолы, полностью подавляет сингенетическую (фоновую) составляющую этого же элемента, обычно выявляются значительные по размерам весьма интенсивные первичные ореолы с выдержанной и высококонтрастной зональностью; такими обычно являются гидротермальные полиметаллические, оловорудные месторождения каскитерит-сульфидной формации и некоторые другие типы месторождений. Если преимущество эпигенетической составляющей не столь внушительно, формируются слабоконтрастные первичные ореолы, которые весьма "уязвимы", ибо флуктуации фона как бы разрушают внутреннюю структуру первичных ореолов, что в свою очередь нарушает стабильность зональности ореолов. Характерным примером подобных месторождений являются ртутные месторождения, руды которых в основном представлены киноварью и в минимальных количествах содержат элементы-спутники ртути; именно по этой причине первичные ореолы ртутных месторождений характеризуются чрезвычайно низкой интенсивностью со столь же слабоконтрастной невыдержанной зональностью, мало пригодной для практического применения.

Из изложенного следует, что контрастность по существу определяет надежность практического применения первичных ореолов. Именно поэтому вопросы усиления слабоконтрастных геохимических аномалий имеют большое практическое значение. Одним из наиболее эффективных способов усиления слабоконтрастных аномалий является метод построения мультипликативных аномалий.

Мультипликативные аномалии, при построении которых производится перемножение содержаний группы элементов-индикаторов в каждой пробе, отличаются от моноэлементных повышенной интенсивностью, а также большими размерами. На приводимом для иллюстрации рис. 1 изображены идеализированные графики распределения концентраций элементов-индикаторов в их первичных ореолах. Известно, что в поперечном к простиранию рудного тела направлении убывание концентрации элементов-индикаторов в первичных ореолах происходит экспоненциально: в соответствии с этим графики распределения, построенные в пулулогарифмическом масштабе, будут представлены прямыми линиями. По оси абсцисс в линейном масштабе отложено расстояние от рудного тела (или поля максимальной интенсивности), совпадающего с началом координат. Учитывая симметричный характер графиков распределения элементов-индикаторов, на рис. 1 изображена только одна (правая) половина графика. Содержания элементов в процентах отложены по оси ординат в логарифмическом масштабе: благодаря экспоненциальному характеру изменения концентраций химических элементов графики их распределения будут представлять собой прямые линии.

На рис. 1 приведено распределение двух элементов (графики I, II).

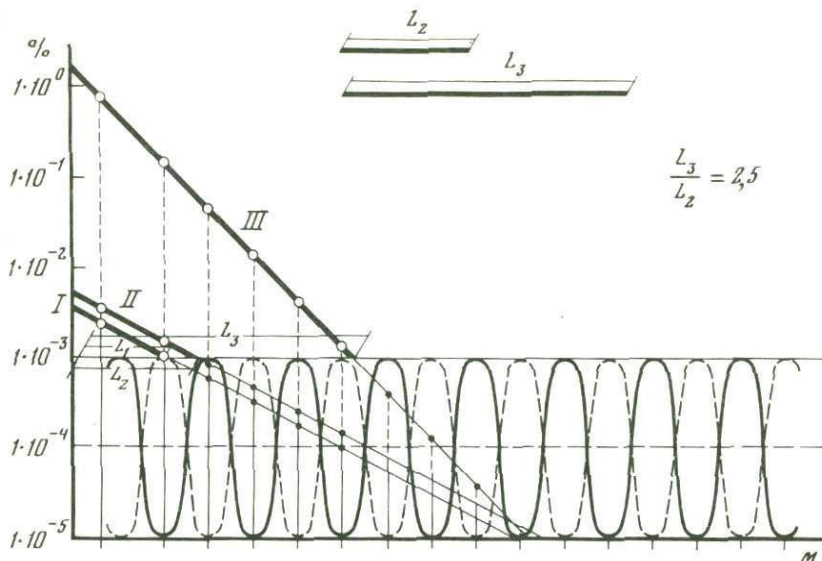


Рис. 1. Распределение концентраций химических элементов в слабоконтрастных ореолах

I, II — моноэлементные графики; III — распределение произведений содержаний двух элементов (мультипликативные ореолы);  $L_1$ ,  $L_2$  — полуширина моноэлементных ореолов;  $L_3$  — полуширина мультипликативных ореолов

Как отмечалось нами ранее [4], ширина ореолов как первого, так и второго элемента определяются уровнем концентрации элементов в рудных телах (прямая зависимость) и величиной минимально-аномального содержания элементов-индикаторов (обратная зависимость). Для графической иллюстрации этой зависимости условно изображены графики вариации фоновых концентраций и основные параметры распределения содержаний элементов-индикаторов на фоновом участке: среднефоновое содержание, а также минимально-аномальное содержание, являющееся граничным между аномалией и фоном. Приведенные графики отражают логарифмически-нормальный закон распределения элементов, наиболее характерный для микроэлементов.

Фоновые содержания существенно препятствуют выявлению достаточно значительных по размерам геохимических аномалий (ореолов). Естественно, эта "дискриминация" будет тем существенней, чем выше минимально-аномальное содержание, определяемое основными параметрами фонового распределения содержаний данного элемента — его средним и стандартом распределения. При построении мультипликативных ореолов, как известно, производится простое перемножение содержаний элементов-индикаторов. Часто возникает вопрос о геохимическом смысле мультипликативных ореолов, о смысле перемножения содержаний химических элементов. При этом другая модификация суммарных аномалий — аддитивные аномалии — подобных сомнений не вызывает, поскольку при их построении производится простое сложение (суммирование) содержаний группы элементов-индикаторов. Представляется, что мультипликативные аномалии можно считать разновидностью аддитивных, если при построении мультипликативных аномалий в качестве первичной цифровой геохимической информации использовать не содержания элементов-индикаторов, а значе-

ния логарифмов содержаний, что вполне корректно, так как распределение микроэлементов в их первичных ореолах, как впрочем и на фоновых участках, обычно удовлетворительно аппроксимируется логнормальным законом.

На рис. 1. график мультипликативного ореола построен путем сложения отрезков, пропорциональных логарифмам содержаний элементов в данной точке. Мультипликативный ореол существенно отличается от каждого из исходных моноэлементных повышенной интенсивностью, что естественно, так как при построении мультипликативных ореолов производилось перемножение содержаний (сложение логарифмов содержаний). Мультипликативные ореолы отличаются от моноэлементных не только интенсивностью, но и размерами: для рассматриваемого примера, как показывают графические построения, мультипликативный ореол по ширине более чем в 2,5 раза превышает моноэлементные. Нетрудно убедиться, что "выигрыш" в размерах при построении мультипликативных ореолов обусловлен различиями в характере корреляционных связей содержаний элементов-индикаторов в первичных ореолах и на фоновых участках. Известно, что в пределах первичных ореолов между содержаниями элементов-индикаторов практически всегда выявляется положительная корреляционная связь. В данном случае имеются в виду только ореолы привноса, для которых характерна приуроченность максимальных содержаний элементов-индикаторов к рудовмещающей структуре (рудному телу) с более или менее синхронным убыванием концентраций элементов по мере удаления от рудовмещающих структур в стороны, особенно контрастно (с максимальным градиентом) вкост простирания рудовмещающих структур. Благодаря существованию положительной корреляционной связи между содержаниями элементов-индикаторов при построении суммарных аномалий (как аддитивных, так и мультипликативных) происходит направленное суммирование содержаний элементов-индикаторов, что и обеспечивает высокую контрастность мультипликативных аномалий.

В отличие от первичных ореолов, на фоновых участках характер корреляционных связей между содержаниями элементов-индикаторов не столь однозначен, поскольку они определяются геохимическими особенностями рудовмещающих пород. Разнообразие вмещающих пород, в свою очередь, определяет резкую изменчивость в характере корреляционных связей между содержаниями даже одних и тех же элементов-индикаторов.

Опыт показывает, что по характеру корреляционных связей между содержаниями элементов-индикаторов фоновые участки рудовмещающих пород обычно существенно отличаются от первичных ореолов: нередки случаи, когда для элементов-индикаторов с тесной положительной корреляцией в первичных ореолах на фоне устанавливается существенная отрицательная связь. Именно такой случай, наиболее благоприятный для существенного выигрыша в размерах при построении мультипликативных ореолов, изображен на рис. 1. Этот характер корреляции отражен соответствующим сдвигом друг относительно друга синусоидальных по виду кривых распределения элементов-индикаторов на фоновых участках. Именно благодаря наличию отрицательной корреляции между содержаниями элементов на фоне (асинхронность кривых распределения элементов-индикаторов) при построении мультипликативных ореолов минимально-аномальное значение произведений содержаний (суммы логарифмов содержаний) не меняется, поскольку из-за упомянутого выше сдвига кривых фоновых содержаний они при суммировании "гасят" друг друга. Благодаря этому, слабые "подфоновые" концентрации элементов, суммируясь, преодолевают барьер фона и оказываются "надфоновыми", т.е. аномальными.

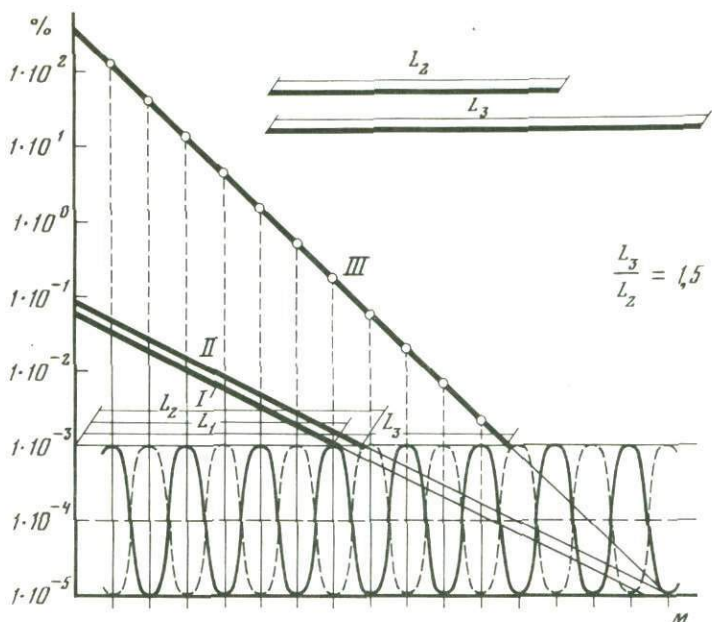


Рис. 2. Распределение концентраций химических элементов в интенсивных ореолах  
Усл. обозначения те же, что и на рис. 1

Именно поэтому мультипликативные аномалии оказываются по сравнению с исходными моноэлементными более значительными по размерам. В случае слабоконтрастных ореолов мультипликативные ореолы по ширине превышают моноэлементные в 2,5 раза, тогда как для более интенсивных ореолов этот выигрыш менее значителен (на рис. 2 мультипликативные ореолы превосходят моноэлементные по ширине всего в 1,5 раза).

Отметим еще раз, что существенное расширение аномальных полей (по сравнению с моноэлементными аномалиями) достигается только при отсутствии положительной корреляционной связи между фоновыми содержаниями принимающих участие в суммировании элементов-индикаторов, и это обстоятельство должно быть учтено как при выборе для построения мультипликативных ореолов оптимальной группы элементов-индикаторов, так и при интерпретации выявленных геохимических аномалий. Отсутствие положительной корреляции между фоновыми содержаниями элементов является наиболее распространенным, но не единственно возможным случаем, поэтому при построении и интерпретации мультипликативных аномалий должны быть учтены данные корреляционного анализа и прежде всего характер корреляционных связей фоновых содержаний элементов-индикаторов в конкретных типах рудовмещающих пород.

При использовании методов построения интегральных аномалий следует также иметь в виду, что многие химические элементы образуют в окорудном пространстве отчетливые зоны выноса. Объединение этих элементов в одну группу с элементами привноса, естественно, не только не приведет к существенному "усилению" мультипликативных аномалий, но и может их существенно ослабить в силу своеобразного гашения повышенных концентраций одних элементов (аномалии привноса) понижен-

ными концентрациями других (аномалии выноса). В этой связи особую "опасность" представляют элементы-индикаторы, поведение которых отличается своеобразной геохимической инверсией: характерным представителем этой группы элементов-индикаторов является барий, для которого на многих месторождениях выявлен отчетливый вынос из рудомещающих структур на уровне нижнерудных и подрудных сечений с формированием широких и интенсивных ореолов привноса на уровне верхнерудных и надрудных частей околорудных ореолов.

Важным преимуществом мультипликативных ореолов является высокая контрастность их геохимической зональности.

Именно в строении мультипликативных ореолов благодаря существованию высококонтрастной зональности удалось выявить зональность единую не только качественно (единый ряд элементов-индикаторов зональности), но и количественно, когда адекватные сечения первичных ореолов различных месторождений одной или близких по составу рудных формаций характеризуются близкими (практически одинаковыми) величинами мультипликативного коэффициента геохимической зональности. В настоящее время количественно единая геохимическая зональность выявлена (по мультипликативному коэффициенту третьего порядка) в строении первичных ореолов полиметаллических, оловорудных и скарново-шеелитовых месторождений [1]. Важнейшей задачей дальнейших работ в области совершенствования методики геохимических поисков является выявление количественно-единой геохимической зональности в строении первичных геохимических ореолов других промышленных типов рудных месторождений, таких как золоторудные, ртутные и др.

Одним из наиболее перспективных направлений в разработке методических примеров выявления высококонтрастных первичных ореолов является минералого-геохимическое [3] и, в частности, метод анализа тяжелых фракций геохимических проб. Этот способ позволяет свести к минимуму мешающее влияние фоновой составляющей и благодаря этому выявить более контрастные геохимические аномалии. Другим перспективным направлением минералого-геохимических исследований первичных ореолов является использование особенностей состава и распределения элементов-примесей в минералах. Для иллюстрации возможностей этого способа усиления первичных ореолов рассмотрим результаты изучения первичных ореолов одного из золоторудных месторождений Забайкалья [3].

Изученное месторождение относится к золото-сульфидно-кварцевой формации с рудами арсенопирит-пирит-сфалерит-галенитового состава. Изучение элементов-примесей перечисленных ведущих рудных минералов месторождения позволило в пространственном распределении элементов-примесей установить отчетливую вертикальную зональность. Характер этой зональности отражают приведенные в табл. 1 ряды, в которых элементы слева направо расположены в порядке смены подрудных (нижнерудных) элементов надрудными (верхнерудными). Построение соответствующих разрезов и расчет различных коэффициентов показали, что вертикальная зональность в распределении элементов-примесей является достаточно контрастной, особенно если для выявления этой зональности использованы мультипликативные коэффициенты. Так, как следует из табл. 2, в распределении элементов-примесей пирита с помощью мультипликативного коэффициента всего лишь второго порядка выявлена вертикальная зональность, контрастность которой превышает шесть порядков. Аналогичная картина характерна для других минералов. Приведенные в табл. 2

**Таблица 1**  
**Ряды зональности элементов-примесей рудных минералов**

Минерал-носитель	Ряды зональности элементов-примесей
Пирит	Титан — никель — кобальт — молибден — олово — медь — висмут — марганец — ванадий — мышьяк — свинец — сурьма — цинк — серебро
Арсенопирит	Титан — марганец — молибден — олово — медь — висмут — серебро — цинк — свинец — сурьма
Галенит	Титан — марганец — висмут — серебро — молибден — олово — мышьяк — медь — цинк — сурьма
Сфалерит	Титан — марганец — серебро — мышьяк — висмут — олово — медь — свинец — сурьма

**Таблица 2**  
**Контрастность зональности**

Минерал	Коэффициент контрастности зональности	
	мономинеральной	мультиминеральной
Пирит	$K_{\Pi} = n \cdot 10^6$	$K_M = K_{\Pi} \cdot K_a \cdot K_{\Gamma} \cdot K_C = m \cdot 10^2$
Арсенопирит	$K_a = n \cdot 10^5$	
Галенит	$K_{\Gamma} = n \cdot 10^5$	
Сфалерит	$K_C = n \cdot 10^4$	

коэффициенты контрастности ореолов представляют собой частное от деления значений коэффициента на крайних верхнем и нижнем уровнях первичных ореолов.

Как следует из табл. 2, мультиминеральная зональность, выявленная с помощью двух типов последовательно рассчитанных мультипликативных коэффициентов (мономинеральной, и мультиминеральной), обладает чрезвычайно высокой контрастностью — более двадцати порядков. Нетрудно убедиться, что возможности предложенного способа выявления высококонтрастной зональности полиминеральных ореолов практически не ограничены: повышение контрастности геохимической зональности может быть достигнуто за счет увеличения как числа минералов-носителей, так и числа элементов-примесей, используемых в мономинеральных мультипликативных коэффициентах зональности.

Другим перспективным направлением практического применения рассмотренной выше методики изучения зональности моно- и мультиминеральных ореолов является исследование полиформационных аномалий, образовавшихся в результате совмещения в пространстве аномалий различных по составу рудных формаций [1]. Трудность оценки полиформационных аномалий, как известно, заключается в том, что из-за наложения друг на друга ореолов разных формаций число элементов-индикаторов месторождений каждой из формаций резко сокращается, так как "сквозные" для совмещенных в пространстве формаций элемент-индикаторы при оценке полиформационных аномалий не могут быть использованы. Очевидно, что минералого-геохимические ореолы, выявленные по результатам исследования элементов-примесей в минералах, будут лишены этого недос-

татка, если в качестве минералов-индикаторов (для изучения элементов-примесей) будут использованы типоморфные минералы (или "сквозные" минералы, но количественно резко преобладающие в рудах интересующей формации). Эффективным при изучении элементов-примесей представляется привлечение микрозондового и микроспектрального методов анализа без разрушения минеральных зерен, особенно для изучения различных генераций одних и тех же минералов.

Следует особо отметить безусловную эффективность привлечения рассмотренной выше методики минералого-геохимического изучения первичных ореолов для исследования столь важной особенности рудных месторождений, какой является стадийность рудообразования. Огромное научное и практическое значение этого аспекта минералого-геохимических исследований станет очевидным, если иметь в виду некоторые недостатки современной методики изучения первичных ореолов. Последние, как известно, исследуются по результатам анализа валовых геохимических проб и при этом, естественно, фиксируется как бы суммарный конечный эффект проявления процесса рудообразования. Пользуясь подобной "свернутой" геохимической информацией, мы лишены возможности исследования ореолов, как, впрочем, и самих месторождений, в их естественно-историческом развитии, в пространстве и во времени, что существенно обедняет полученные результаты. Очевидно, что исследуя особенности состава, строения и пространственного развития минералого-геохимических ореолов различных стадий рудообразования (наряду с традиционным валовым геохимическим опробованием), мы сможем более полно раскрыть механизм рудо- и ореолообразования, что, в свою очередь, обеспечит более высокую эффективность использования геохимических методов при поисках и разведке рудных месторождений.

**Оценка масштаба орудения.** Из практики геологоразведочных работ хорошо известно, что рудные месторождения промышленного значения в природе встречаются не изолированно, а сопровождаются многочисленными рудопоявлениями, которые в силу небольших запасов или убогих содержаний полезных компонентов не представляют промышленной ценности. Естественно, что надежная оценка и исключение из сферы последующих детальных работ этих непромышленных рудопоявлений является обязательным условием успешного ведения поисковых работ. Разработка эффективных критериев оценки масштаба орудения становится особенно актуальной в связи с возросшим значением скрытого орудения, которое на поверхности обычно фиксируется слабоконтрастными геохимическими аномалиями.

Сравнительное изучение особенностей развития первичных ореолов различных тел по масштабам рудных тел и месторождений позволило выявить ряд геохимических критериев оценки примерных масштабов орудения [5]. Критический анализ этих критериев показывает их недостаточную надежность, и поэтому исследования по разработке более надежных способов оценки масштаба орудения по параметрам фиксирующих геохимических аномалий продолжают оставаться наиболее актуальными.

Проблема оценки промышленной значимости прогнозируемого (по геохимическим данным) орудения включает как разбраковку так называемых зон рассеянной рудной минерализации, так и оценку масштаба орудения аномалий с благоприятным уровнем эрозионного среза. Зоны рассеянной рудной минерализации, как известно, отличаются от первичных ореолов промышленного орудения отсутствием контрастной зональности в строении суммарных (мультипликативных) аномалий. Как следствие мультипликативные коэффициенты зональности на всех гип-

сометрических уровнях зон рассеянной минерализации имеют практически постоянное значение, отвечающее корневым частям концентрированного оруденения [1]. Исследованиями автора установлено, что для решения этой задачи с успехом могут быть использованы результаты изучения элементов-примесей в минералах-индикаторах: в распределении элементов-примесей минералов-индикаторов из зон рассеянной минерализации закономерной зональности также не устанавливается. При этом благодаря более контрастной зональности по элементам-примесям разбровка зон рассеянной минерализации производится более уверенно: этот критерий обладает большим запасом прочности (по сравнению с методикой разбровки зон рассеянной минерализации по результатам валового анализа геохимических проб).

Исследованиями последних лет установлено, что для рассеянной рудной минерализации ЗРМ в отличие от первичных ореолов концентрированного оруденения зоны выноса химических элементов не столь характерны. Это позволяет считать, что целенаправленное изучение аномалий выноса является весьма перспективным направлением исследований по разработке надежных критериев оценки геохимических аномалий.

Рассмотренные геохимические критерии разбровки ЗРМ, несмотря на имеющиеся примеры успешного применения данных критериев, нуждаются в широкой производственной проверке, а также в дальнейшем совершенствовании. Широкое развитие в пределах рудных полей и месторождений ЗРМ позволяет считать исследования по многоаспектному изучению этой проблемы важнейшим направлением дальнейших исследований. Успешное развитие этих работ возможно только на основе тесного сочетания собственно геохимических исследований с геологическими — геолого-структурная типизация ЗРМ с разработкой высокоэффективной методики идентификации различных типов ЗРМ. Актуальность этих исследований определяется слабой изученностью геолого-структурной позиции ЗРМ. В настоящее время среди ЗРМ по этому принципу можно выделить только две крупные группы: зоны рассеянной минерализации, развитые: а) в рудовмещающих структурах и б) в прочих структурах, контролирующих поступление рудообразующих растворов. В настоящее время успешное развитие работ по разработке геохимических критериев разбровки ЗРМ, по существу, сдерживается отсутствием их геолого-структурной типизации. Очевидно, что классификация зон рассеянной рудной минерализации прежде всего по структурному признаку, повысит надежность интерпретации результатов геохимических исследований ЗРМ, что обеспечит разработку эффективных критериев идентификации ЗРМ.

Опыт показывает, что наиболее сложной является оценка зон рассеянной минерализации первой группы, т.е. ЗРМ, развитых в рудовмещающих структурах. Сложность этой проблемы определяется неопределенностью границ между ЗРМ, непромышленными рудами и рудными телами промышленного значения. В действительности между ЗРМ и концентрированным (промышленным) оруденением наблюдаются постепенные переходы и поэтому разбровка ЗРМ первого типа (развитых в рудовмещающих структурах) сводится к оценке промышленной ценности прогнозируемого оруденения, т.е. к оценке примерных масштабов оруденения по параметрам сопровождающих его геохимических аномалий.

Оценка масштаба прогнозируемого оруденения, как известно, всегда являлась наиболее важной и чрезвычайно сложной проблемой геологоразведочных работ. В настоящее время для решения этой важнейшей проблемы привлекаются различные методы, в том числе и геохимические.

В качестве критерия определения примерных масштабов слепого ору-

денения можно использовать прямую зависимость между размерами рудных тел и окаймляющих их первичных ореолов. Эта зависимость, первоначально установленная на урановых месторождениях [4], в последующем была подтверждена на ряде полиметаллических и оловорудных месторождений [1].

Исследования показывают, что рассмотренный выше метод изучения элементов-примесей в минералах является весьма перспективным и для разработки геохимических критериев количественной оценки геохимических аномалий. На описанном выше золоторудном месторождении (Забайкалье) установлено, что пириты относительно крупных рудных тел существенно обогащены сурьмой, никелем, серебром. Для пиритов, отобранных из мелких рудных тел, характерно обогащение титаном и ванадием. На основании этих данных был рассчитан мультипликативный

показатель масштаба оруденения:  $\frac{\text{сурьма} \cdot \text{никель}}{\text{титан} \cdot \text{ванадий}}$ , с помощью кото-

рого в пределах данного рудного поля удается отчетливо дифференцировать различные по масштабам оруденения геохимические аномалии. Рассмотренные критерии основаны на зависимости между различными параметрами рудных тел и ореолов тех или иных месторождений. Очевидно, что эти критерии могут быть использованы только в пределах исследованных месторождений и рудных полей, что ограничивает их практическое применение. В этой связи важнейшими направлениями исследований представляется усиление работ по сравнительному изучению характера связей различных параметров рудных тел и окаймляющих их первичных ореолов и обобщение результатов изучения различных эталонных объектов с целью разработки более универсальных критериев оценки промышленной значимости прогнозируемого оруденения. Только в этом случае установленные критерии могут быть использованы не только в пределах эталонного месторождения (в лучшем случае — рудного поля), но и далеко за его пределами на новых площадях, где эталонные месторождения не выявлены. Уровень указанного обобщения может быть определен типом рудной формации, поскольку установление формационной принадлежности выявленных в процессе геологоразведочных работ геохимических аномалий особой трудности не представляет. Имеющиеся эмпирические данные, несмотря на их недостаточную представительность и фрагментарный характер, свидетельствуют о существовании принципиальной возможности разработки таких критериев. В частности, могут быть использованы различные мультипликативные отношения групп химических элементов, являющихся отчетливыми индикаторами масштаба оруденения. В качестве примера на рис. 3 приведен график величин мультипликативного

показателя интенсивности  $\frac{\text{свинец} \cdot \text{цинк} \cdot \text{медь}}{\text{кобальт} \cdot \text{никель} \cdot \text{Молибден}}$ , рассчитанный для

ряда полиметаллических месторождений. При построении графика были подобраны месторождения с одинаковым (верхнерудным) уровнем эрозионного среза, о чем свидетельствуют близкие значения мультипликативного коэффициента геохимической зональности следующего вида:  $\frac{\text{барий} \cdot \text{серебро} \cdot \text{свинец}}$

$\frac{\text{медь} \cdot \text{цинк} \cdot \text{кобальт}}$ . Приведенные на рис. 3 месторождения отчетливо дифференцируются по величине показателя масштаба оруденения: более крупные месторождения (Хандиза — Средняя Азия, Гуслияковское, Стрежанское — Рудный Алтай) характеризуются более высокими

Рис. 3. Изменение величины показателя масштаба оруденения

1 — месторождения; 2 — мультипликативный коэффициент вертикальной зональности; 3 — показатель масштаба оруденения

значениями показателя масштаба оруденения и наоборот: значения этого показателя для мелких месторождений (Выше-Ивановское, Сагмариха, Шинковское — все Рудный Алтай) на 4–5 порядков ниже. При выборе показателя масштаба оруденения в данном случае была использована установленная для гидротремальных месторождений закономерность, выражающаяся в том, что элементы-примеси, более "индифферентны" к изменению масштаба оруденения. Благодаря этому отношение основных компонентов к элементам-примесям позволяет дифференцировать аномалии по масштабу соответствующего оруденения [2].

Исследованиями последних лет установлена также возможность использования в качестве показателя масштаба оруденения мультипликативных коэффициентов, рассчитываемых как отношение произведений параметров (средние продуктивности) групп элементов, образующих ореолы привноса (основные элементы руд) и выноса [5]. Это, в свою очередь, позволяет считать, что исследования в этом направлении являются важнейшими. Особенно перспективными в этом направлении представляются минералого-геохимические исследования и, прежде всего, метод изучения элементов-примесей в минералах.

**Нетрадиционные месторождения.** Одним из важнейших направлений дальнейших исследований в области совершенствования методики поисков рудных месторождений по первичным ореолам элементов-индикаторов является выполнение целенаправленных опытно-методических работ по детальному изучению тех типов месторождений, первичные ореолы которых не изучены или исследованы недостаточно. Обобщение данных о состоянии изученности первичных ореолов различных типов месторождений показывает неравномерный охват опытно-методическими работами различных по составу и условиям формирования месторождений, как это следует из табл. 3. При составлении этой таблицы использована систематика месторождений полезных ископаемых, предложенная В.И. Смирновым [7]. Достаточно высокой степенью изученности характеризуется весьма ограниченное число месторождений: скарново-полиметаллические, галенит-сфалеритовые, оловорудные и колчеданные. Первичные ореолы многих месторождений или не изучены вовсе, или изучены крайне недостаточно. К их числу относятся такие важные в практическом отношении месторождения, какими являются золоторудные месторождения, алмазные кимберлиты и ряд других.

Обобщение первых результатов изучения ряда золоторудных месторождений позволило установить существование единой геохимической зональности первичных ореолов элементов-спутников золота — аналогичной зональности первичных ореолов других типов сульфидсодержащих место-

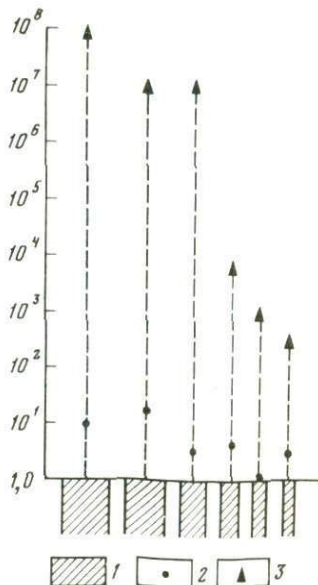


Таблица 3  
Состояние изученности первичных ореолов месторождений различных типов

Группа	Класс	Месторождение	Степень изученности			
			не изучены	слабо	удовлетворительно	хорошо
Магматическая	Ликвационный Раннемагматический	Медно-никелевое			+	
		Алмазов	+			
	Позднемагматический	Хромитов	+			
		Титаномагнетитов Апатит—магнетитов Апатитов	+			
Пегматитовая	Простой Перекристаллизованный Метасоматически замещенный	—	+	+		
		—		+		
		—			+	
Карбонатитовая	—	—	+			
Скарновая		Железное			+	
		Вольфрамовое			+	
		Свинцово-цинковое				+
Альбитит—грейзеновая		Альбитовое		+		
		Грейзеновое		+		

Гидротермальная	Плутоно- генный	Кварцевый	Кварц-золотое		+		
			Кварц-касситеритовое			+	
			Кварц-молибденитовое				+
		Сульфидный	Кварц-халькопиритовое (медно-порф.)				+
	Галенит-сфалерит-халькопиритовое						+
	Сульфидно-настурановое					+	
		Карбонатный	Касситерит-сульфидное				+
	Сидеритовое		+				
		Вулканогенный	Магнезитовое		+		
	Полиметаллическое золото-серебряное					+	
Молибденит-настурановое				+			
	Амагматогенный	Киноварное			+		
Медистых песчаников			+				
Галенит-сфалеритовое в карбонатных породах				+			
Антимонит-киноварное				+			
		Флюоритовое			+		
Колчеданная						+	
Осадочная	Химический	Железа		+			
		Марганца		+			
Алюминия (бокситы)			+				
	Биохимический	Фосфоритов			+		
Метаморфогенная	—	—		+			

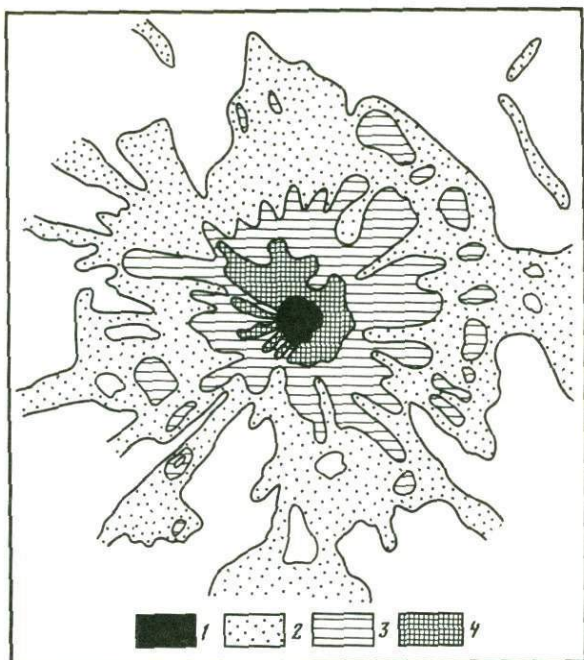


Рис. 4. Мультипликативные ореолы (Cr · Ni · Co · Sr) кимберлитового тела  
 1 — кимберлитовое тело; 2–4 — произведение содержаний элементов: 2 —  $n \cdot 10^{-9}$  —  $n \cdot 10^{-8}$ ; 3 —  $n \cdot 10^{-8}$  —  $n \cdot 10^{-7}$ ; 4 — более  $n \cdot 10^{-7}$

рождений. Разница заключается в закономерном "перемещении" в ряду зональности элементов-индикаторов самого золота при строго фиксированном положении элементов-спутников. На низкотемпературных золото-серебрянных месторождениях золото находится в начальной части ряда, на месторождениях кварц-золоторудной и других более высокотемпературных формациях золото резко смещается вправо в группу подрудных элементов-индикаторов. Главными задачами дальнейших исследований в этой области являются установление количественно-единой зональности в строении первичных ореолов золоторудных месторождений, выбор на этой основе оптимальных коэффициентов геохимической зональности и разработка надежных геохимических критериев оценки масштаба золотого оруденения по параметрам сопровождающих их первичных ореолов.

К числу важнейших проблем дальнейших исследований в области совершенствования методики поисков месторождений твердых полезных ископаемых по первичным геохимическим ореолам относятся выяснение возможности и оценка практической эффективности использования первичных ореолов при поисках новых "нетрадиционных" для метода первичных ореолов месторождений. Такими, в частности, являются алмазоносные кимберлиты, возможность использования при поисках которых первичных ореолов ставилась под сомнение прежде всего по причине практически полного их отсутствия вокруг кимберлитовых тел. Однако как показали исследования автора и М.В. Заиченко, алмазоносные кимберлиты в действительности сопровождаются первичными геохимическими ореолами ряда элементов. Вокруг кимберлитовых тел были установлены слабо-контрастные первичные ореолы таких элементов, как кобальт, никель,

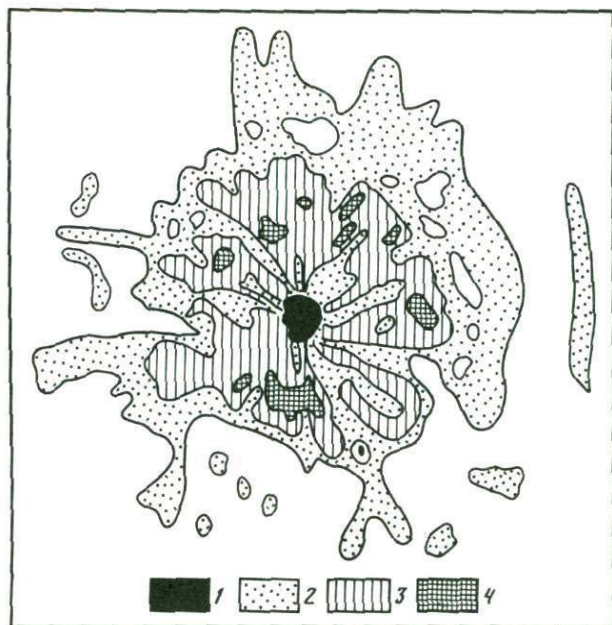


Рис. 5. Мультипликативные ореолы (Mo · Sn · Ag · Cu · В · Zn) кимберлитового тела  
 1 — кимберлитовое тело; 2–4 — произведение содержаний элементов; 2 —  $n \cdot 10^{-19}$  —  $n \cdot 10^{-18}$ ; 3 —  $n \cdot 10^{-18}$  —  $n \cdot 10^{-17}$ ; 4 — более  $n \cdot 10^{-16}$

хром, свинец, серебро, цинк и ряд других. Ореолы этих элементов чрезвычайно слабоконтрастны, и поэтому из-за флуктуаций фоновых содержаний их не всегда удается уверенно оконтурить. Вероятнее всего, именно по этой причине выполненные прежде исследования первичных ореолов положительных результатов не дали. Только применение специальных методов усиления слабоконтрастных аномалий позволило выявить вокруг алмазоносных кимберлитов отчетливые первичные ореолы. Более значительными по размерам и интенсивности являются мультипликативные ореолы, которые успешно могут быть использованы при поисках кимберлитовых тел. По характеру внутреннего строения выделяются два типа ореолов: центростремительные и центробежные. На рис. 4 изображены мультипликативные ореолы хром · никель · кобальт · стронций; поля максимальной интенсивности совпадают с кимберлитовой трубкой (центростремительный тип). В отличие от этого в мультипликативных ореолах другой группы элементов (молибден · олово · серебро · медь · бор · цинк) поля максимальной интенсивности кольцеобразной зоной располагаются на некотором удалении от трубки (центробежный тип, рис. 5). Мультипликативные ореолы в отличие от моноэлементных значительно превышают кимберлитовые тела по размерам (в диаметре более 10 раз) и благодаря этому с успехом могут быть использованы при поисках алмазоносных кимберлитов. Упрощенно можно считать, что использование первичных ореолов в данном случае равносильно почти десятикратному (равному соотношению размеров ореолов и кимберлитового тела) разрежению поисковой сети.

Практическое использование кратко охарактеризованных выше первичных ореолов представляется особенно эффективным при решении наи-

более сложной задачи поисков алмазоносных кимберлитов, а именно — при поисках скрытых кимберлитовых тел. При поисках кимберлитов, перекрытых современными рыхлыми элювиально-делювиальными отложениями, для обнаружения кимберлитов могут быть использованы гипергенные вторичные мультипликативные ореолы рассеяния рассмотренных выше групп элементов-индикаторов, поскольку в автохтонных рыхлых отложениях ограниченной мощности развиваются вторичные ореолы, обычно адекватные первичным (в мультипликативном варианте).

Представляется, что первичные ореолы будут эффективны также при решении наиболее сложной задачи поисковых работ: имеются в виду поиски кимберлитовых трубок, перекрытых более молодыми образованиями значительной мощности и, в частности, траппами. В подобных условиях поиски скрытых кимберлитовых тел, как известно, производятся с помощью буровых скважин: использование в этом случае первичных ореолов благодаря значительным размерам первичных ореолов позволит резко расширить радиус информационного действия каждой скважины, что в свою очередь позволит разредить сеть буровых скважин.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Барсуков В.Л., Григорян С.В., Овчинников Л.Н. Геохимические методы поисков рудных месторождений. М.: Наука, 1981. 317 с.
2. Григорян С.В. Стереогеохимический метод поисков рудных месторождений. Фрунзе: Илим, 1975, с. 17—22.
3. Григорян С.В., Гольдмахер И.В. Элементы-примеси в минералах для оценки геохимических аномалий. — Разведка и охрана недр, 1983, № 2, с. 29—33.
4. Григорян С.В., Янишевский Е.М. Эндеогенные геохимические ореолы рудных месторождений. М.: Недра, 1968. 207 с.
5. Григорян С.В., Головин А.А., Федотова Г.Э. Оценка промышленной значимости прогнозируемого скрытого сульфидного оруденения. — В кн.: Оценка прогнозных ресурсов скрытого оруденения по данным геохимических работ. М., 1983, с. 3—14.
6. Овчинников Л.Н., Григорян С.В. Закономерности состава и строения первичных геохимических ореолов сульфидных месторождений. — В кн.: Научные основы геохимических методов поисков глубокозалегающих рудных месторождений. Иркутск: СибГЕОХИ, 1970, с. 3—36.
7. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1976. 688 с.

УДК 550.846:553.4

В.В. Поликарпочкин М.М. Иванова, Н.А. Китаева

#### ПРИМЕНЕНИЕ БИОГЕОХИМИЧЕСКОГО МЕТОДА ПРИ ПОИСКАХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ДЕПРЕССИЯХ РЕЛЬЕФА

Поиски месторождений в депрессиях представляют собой трудную проблему. Трудность связана с тем, что на протяжении своей геологической истории депрессии находились преимущественно в состоянии погружения, и в результате месторождения, которые в них образуются, не эродированы или лишь в небольшой степени эродированы и слабо проявляются на поверхности. Эти неблагоприятные для поисков условия усугубляются широким распространением пострудных отложений, образованных материалом, снесенным с окружающих хребтов.

Между тем депрессии весьма перспективны нахождение рудных месторождений. Например, в Забайкалье к ним приурочены месторождения золота и редких металлов. Но количество месторождений, известных в

пределах депрессий, невелико. Это объясняется тем, что депрессии практически не опойсковываются. Так же обстоит дело и в других регионах, например в Средней Азии.

Развитие геохимических методов привело к появлению ряда возможностей эффективного выявления месторождений в депрессиях. Одна из них основывается на следующем.

Большая часть депрессий представляет собой артезианские бассейны, характеризующиеся распространением напорных вод. Области питания водоносных горизонтов находятся в обрамляющих горных хребтах и прилегающих к ним окраинных частях депрессий, где расположены водопоглощающие структуры. Отсюда воды медленно продвигаются по водопроницаемым пластам к центру депрессий одновременно погружаются на глубину, поскольку слои выполняющих депрессий отложений наклонены внутрь депрессии. Глубина залегания напорных вод достигает сотен метров, а величина их напора характеризуется тем, что пьезометрический уровень вод располагается на высоте до нескольких десятков метров над дневной поверхностью депрессий. Если на пути движения вод встречаются месторождения, составляющие их вещества растворяются в водах и образуются гидрохимические аномалии.

По гидрогеологическим окнам, обусловленным сменой фаций, и тектоническими нарушениями, напорные воды поднимаются вверх. Иногда они достигают дневной поверхности, образуя источники. Но чаще разгрузка их происходит в рыхлые отложения, покрывающие коренные породы, и отсюда они стекают в реку подземным током.

Таким образом, в реках возникают потоки рассеяния месторождений, залегающих в депрессиях на глубине. Эти потоки проявлены прежде всего в жидкой фазе, поскольку рудные вещества поступают из глубины с водой. Но из воды происходит поглощение элементов растениями, и поэтому потоки рассеяния отражаются на растительности.

Потоки рассеяния в растениях представляют интерес по двум причинам. Во-первых, они могут проявляться и в тех случаях, когда вода не достигает дневной поверхности и стекает вниз по долине в виде подрусловых потоков. Эти закрытые потоки рассеяния переводятся в открытые путем поглощения веществ растениями через глубоко проникающие корневые системы и перемещения их к корням посредством капиллярного поднятия, диффузии или каким-то иным способом. Во-вторых, в растениях происходит накопление элементов, и поэтому контрастность аномалий на участках поступления вод с повышенным содержанием рудных элементов многократно возрастает. Следует отметить, что переход элементов из воды может осуществляться и в косную твердую фазу речных отложений, в которой также могут возникать постепенно усиливающиеся в результате накопления элементов аномалии.

Исходя из указанных соображений, были проведены работы в одной из депрессий Восточного Забайкалья, перспективных на золотое оруденение байлесского типа. Предварительно была проведена лито- и гидрохимическая съемка по гидросети в масштабе 1:50 000, с отбором проб через 100 м. В результате были выявлены три геохимические аномалии, из которых первая обозначает эксплуатирующееся месторождение, а вторая и третья, расположенные недалеко друг от друга, заслуживают дальнейшего изучения. Вторая аномалия соответствует известному, но слабоизученному участку золотоносной минерализации, а третья — находится на площади, где признаки золотого оруденения ранее не были известны. Аномалии обнаружены по протекающей вдоль депрессии главной реке. Съемка боковых притоков показала, что они замыкаются в пределах

депрессии и, следовательно, источник их следует искать также внутри депрессии, а не в окружающих хребтах. Для локализации участков, на которых могут находиться эти источники, была проведена площадная биохимическая съемка.

Местность, где проведена работа, представляет собой пойму реки, пересеченную протоками, изборожденную старицами, местами заболоченную, местами же сухую, заливаемую водой только во время паводков. Вследствие этого растительность характеризуется здесь пестрым сочетанием сообществ, сильно различающихся между собой. По берегам водотоков развиты заросли пушистой ольхи в сочетании с ивой росистой и ивой Шверина. На прирусловых незадернованных галечниках распространена чозения. Заросшие старицы и заболоченные участки поймы занимают осоковые болота с дернистой или пузырчатой осоками. На более дренированных местообитаниях господствует луговая растительность с полевицей монгольской, мятликом луговым. Местами отмечены клеверовые луга. Наиболее сухие участки занимает степная растительность с мятликом оттянутым, тонконогом гребенчатым и осокой твердоватой.

Применялись два способа опробования. В пределах все площади брались с интервалом 200 м пробы вдоль основной реки, притоков и стариц. При этом, одновременно с растительными пробами отбирались пробы ила. Кроме того, на участках, отвечающих двум указанным аномалиям, проводилась съемка по прямолинейным профилям, расположенным на расстоянии 500 м друг от друга (точки отбора проб на профилях — через 50 м).

Наибольшим количеством проб оказались представленными следующие виды растений: 1) осока пузырчатая (*Carex vesicaria* ssp. *vesicata* (Meinsh, Egor.). Это типичная болотная осока, наиболее обычная по растущим окраинам озер и стариц; отбиралась надземная часть, в которой по массе преобладают листья (70 проб); 2) полевица монгольская (*Agrostis mongholica* Roshev.) — господствующий злак настоящих мезофильных лугов; отбиралась надземная часть, также с преобладающими листьями (63 пробы); 3) ольха пушистая (*Alnus hirsuta* (Spach) Turcz. ex Rupr.) — дерево или крупный, 3–5 м высотой кустарник, обычный в обследованном районе по берегам спокойно текущих рек; отбирались ветки с листьями (51 проба); 4) ива Шверина (*Salix schwerinii* E. Wolf) — высокий кустарник, образующий сплошные заросли по берегам рек и встречающийся совместно с серой ольхой; отбирались ветки с листьями (27 проб).

Небольшим числом проб (от 1–2 до 10–11) представлены другие виды растений. Общее количество отобранных растительных проб составило 317. Опробование проводилось в июле — в период, когда образование и рост листьев в основном закончились и растения развили максимальную вегетативную массу. Растения озольялись в муфельных печах при температуре 450–500°C, и зола подвергалась анализу на золото и ряд других элементов. Здесь мы приведем лишь содержание золота. Определение золота велось атомно-абсорбционным методом на приборе Перкин—Эльмер—503 с применением кювета. Достижимый при этом предел обнаружения золота составляет  $1 \cdot 10^{-7}\%$ . Илы и почвы анализировались без кювета (предел обнаружения  $5-6 \cdot 10^{-7}\%$ ).

Результаты анализа представлены в виде гистограмм на рис. 1 и кумулятивных графиков на рис. 2. Гистограммы построены без предварительного группирования, на них показаны непосредственно данные анализа; в таком виде они наглядно изображают вариации содержания золота и распределение их по интервалам. Характерен большой разброс величин:

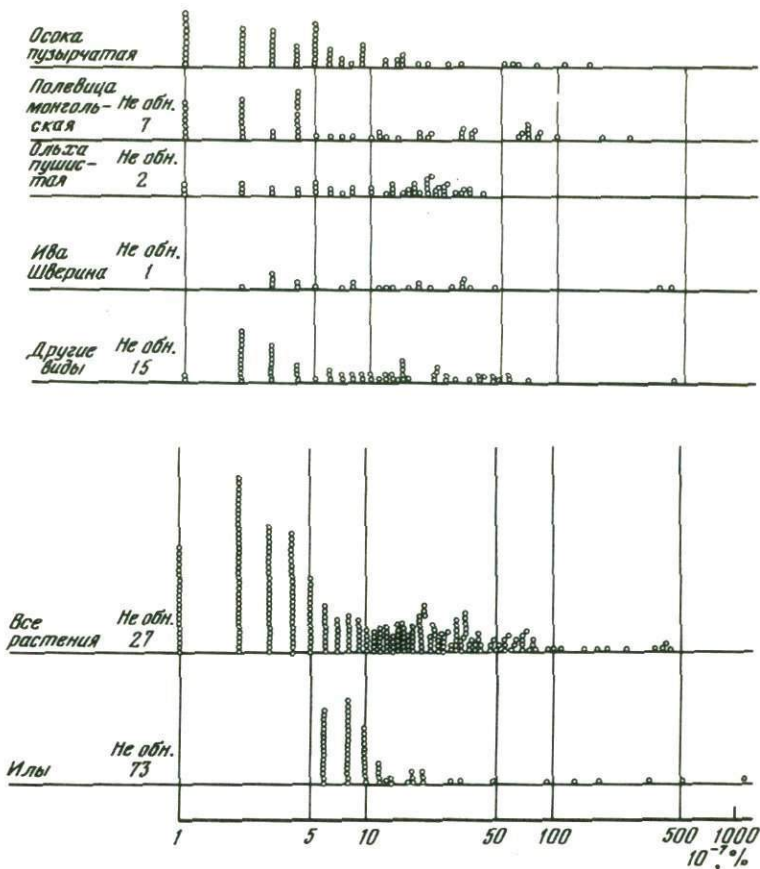


Рис. 1. Гистограммы содержаний золота в растениях и илах

от предела обнаружения ( $1 \cdot 10^{-7}\%$ ) и ниже до  $1-5 \cdot 10^{-5}\%$ . При этом в значительной части проб (как правило, более 50%) содержание золота меньше  $1 \cdot 10^{-6}\%$ , а в остальных оно растягивается на интервал в 50 раз больший, подчеркивая тем самым резко выраженную положительную асимметрию распределения концентраций. На этом фоне в иве Шверина содержания золота сдвинуты вправо, в сторону больших величин, а в ольхе они резко ограничены справа.

Характерной особенностью кумулятивных графиков являются признаки неоднородного распределения — четко выделяются прямолинейные отрезки, расположенные в области низких и высоких содержаний золота. При логарифмическом масштабе концентрации прямолинейность означает соответствие логнормальному распределению. Очевидно, отрезки изображают аппроксимирующихся логнормальным законом частные распределения, а суммарная кривая отражает их композицию. Между прямолинейными отрезками расположена переходная область, в которой сказывается влияние обоих распределений.

На графиках показаны доверительные пределы соответствия логнормальному закону, определенные на основе первого распределения по

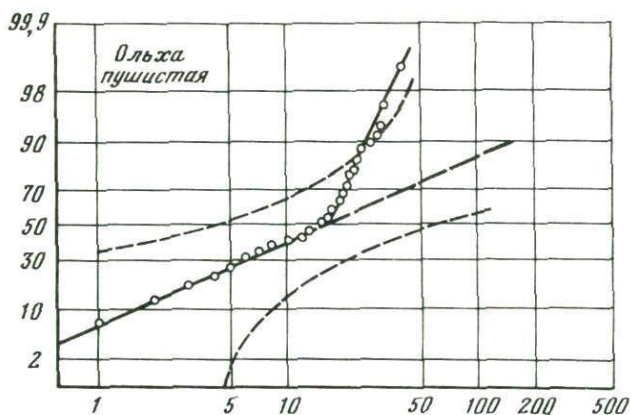
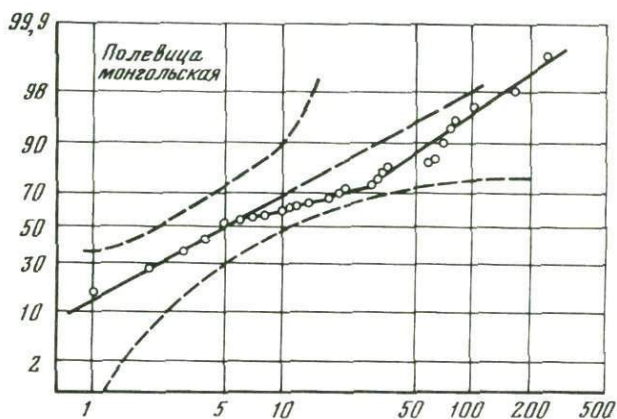
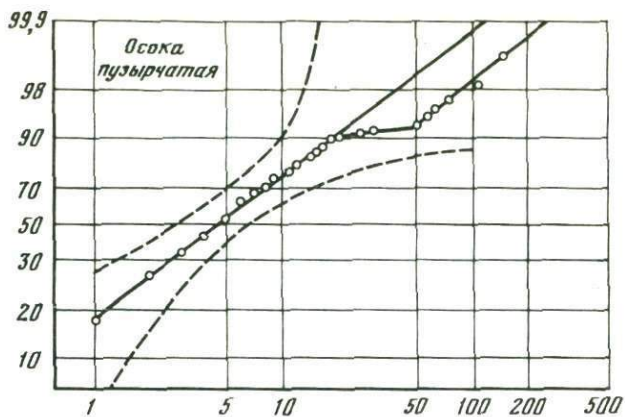


Рис. 2. Кумулятивные графики содержаний золота в растениях и илах

1 — накопленная частность по фактическим данным; 2 — аппроксимирующая линия; 3 — доверительные пределы

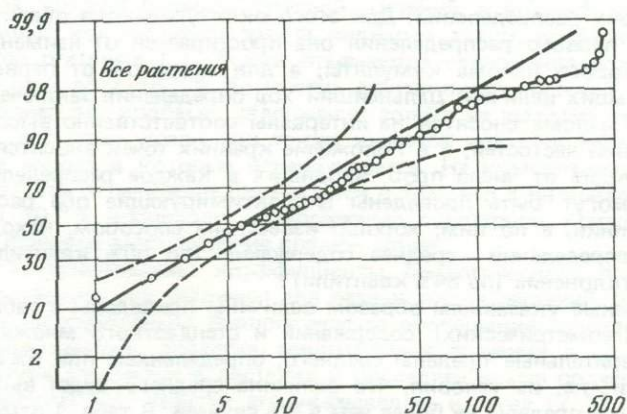
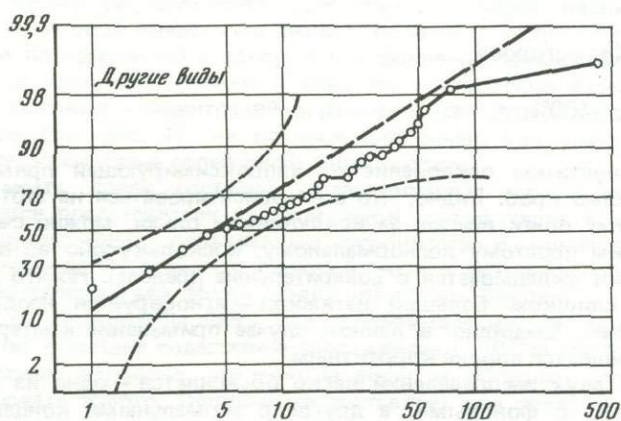
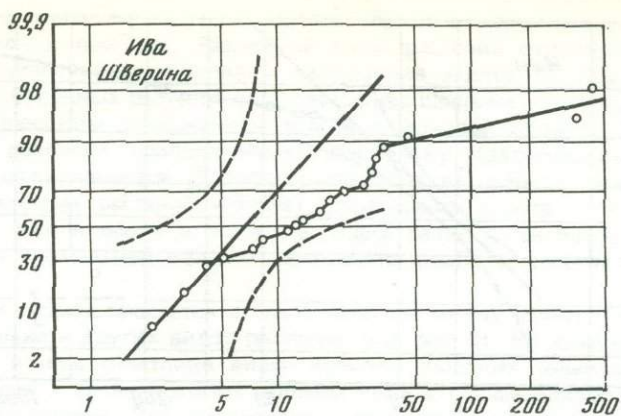
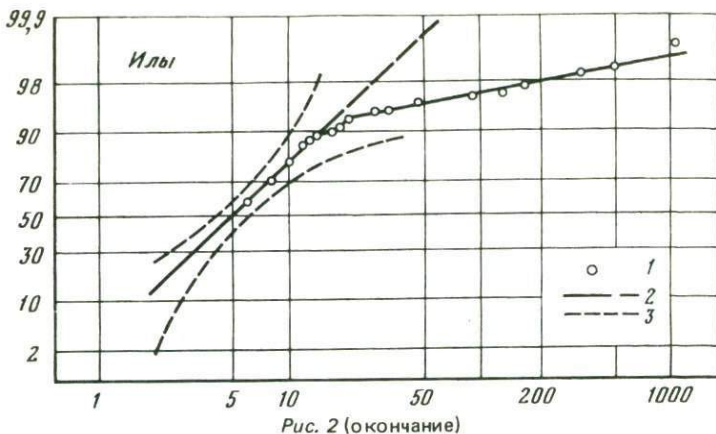


Рис. 2 (продолжение)



критерию Колмогорова:

$$D = \frac{1,35}{\sqrt{n}} \cdot 100\%;$$

где  $D$  — допустимое отклонение от аппроксимирующей прямой линии,  $n$  — количество проб. Видно, что если ориентироваться на этот критерий, распределение почти всегда, за исключением ольхи, можно считать соответствующим простому логнормальному, поскольку оно во всем диапазоне величин укладывается в доверительные пределы. Но это допущение было бы слишком большой натяжкой — игнорируется неоднородность распределения. Очевидно, в данном случае применение критерия Колмогорова не является вполне корректным.

Наличие двух распределений легко объясняется — одно из них может быть связано с фоновыми, а другое с аномальными концентрациями. По кумулятам путем графических построений можно определить параметры обоих распределений. Для этого оконтуриваются области их влияния — для первого распределения она простирается от наименьших величин до второго излома кумуляты, а для второго — от первого излома до наибольших величин. Дальнейший ход определения заключается в том, что точки излома сносятся на интервалы соответственно высоких и низких значений частот, а в положение крайних точек вносятся коррективы, зависящие от числа проб, входящих в каждое распределение. В результате могут быть проведены аппроксимирующие оба распределения прямые линии, а по ним, хорошо известным способом, находятся параметры распределений — среднее содержание (по 50% квантили) и стандартное отклонение (по 84% квантили).

Полученные указанным образом величины приведены в табл. 1. Кроме средних (геометрических) содержаний и стандартного множителя, показаны доверительные пределы среднего, определенные при 5%-ном уровне значимости, т.е. из условия, что величина среднего будет выходить и за вычисленные пределы не более чем в 5% случаев. В табл. 1 отмечена также граница между двумя распределениями. Она соответствует содержанию, при котором начинает проявляться аномальное распределение, т.е. представляет собой минимальное аномальное содержание. Для характеристики объема данных, на которых основывались определения, показаны количество проб и их разделение на фоновую и аномальную совокупности.

Обратим внимание на те показатели, которые имеют значение для биогеохимических поисков. Различные виды растений отличаются друг от друга по степени поглощения и накопления золота. В этом отношении среди опробованных растений выделяется ива Шверина, характеризующаяся наиболее высоким содержанием золота в фоновой области. Для других растений различия неопределенны, поскольку доверительные пределы средних перекрываются. В аномальной области разница между ивой и другими видами растений исчезает, содержания золота в ней примерно такие же, как в осоке и полевице. Здесь резко выделяется ольха, для которой в аномальной области характерны наиболее низкие содержания золота.

В связи с этим бросается в глаза различие между кумулятивными графиками ольхи и других видов растений (см. рис. 2). На кумулятах осоки, полевицы и ивы отчетливо виден избыток высоких содержаний золота по сравнению с теми, которые должны быть в случае однородного фонового распределения. Это выражается в отклонении кривой вправо от кумулята фонового распределения. Для ольхи, наоборот, наблюдается отклонение кумуляты влево, что свидетельствует о недостатке высоких содержаний по сравнению с однородным фоном. Объяснение подобного характера кумуляты состоит в том, что поступление золота в ольху в области высоких концентраций ограничивается. Это сказывается и на гистограмме (см. рис. 1), на которой для ольхи, как уже отмечалось, наблюдается ограничение содержаний золота справа.

По-видимому, среди растений, представленных малым количеством проб, имеются представители как той, так и другой групп. К числу растений, обнаруживающих повышенную склонность к концентрированию золота, возможно не только в фоновой, но и в аномальной области, вероятно, принадлежат ива Миаба (*Salix miyabeana* Seemen) и ива крушинолистная (*S. rhamnifolia* Pall.). Все отобранные из этих видов пробы (всего шесть) показали содержание золота более  $1 \cdot 10^{-6}\%$  (до  $4,5 \cdot 10^{-5}\%$ ). Таким образом, вероятно, что многие виды ив обладают способностью концентрировать золото. Исключение составляет ива росистая (*S. rorida* Laksch.), содержание золота в которой не выходит за пределы обычных для растений. Другой большой группой растений, в которой наблюдаются повышенные концентрации золота являются злаки, особенно мятлик луговой (*Poa pratensis* L.). В нем отмечаются содержания золота большей частью от 2 до  $7 \cdot 10^{-6}\%$ . Во многих других видах растений, представленных единичными пробами, содержания золота не выходит за пределы  $1 \cdot 10^{-6}\%$  и, вероятно, среди них также имеются виды, подобные ольхе, поступление золота в которые ограничивается. На кумулятивном графике (рис. 2, д) это ограничение сказывается в том, что в интервале концентраций  $4-6 \cdot 10^{-6}\%$  происходит приближение суммарной кривой к изображающей фоновое распределение прямой линии.

В табл. 2 представлены коэффициенты биологического поглощения золота. Естественно, они различны для разных видов растений. В аномальной области коэффициенты биологического поглощения золота для всех растений уменьшаются, достигая минимальных значений в ольхе. Ограничение доступа элементов в растения в последнее время подчеркивается А.Л. Ковалевским [1], хотя на это указывалось и ранее [2, 3]. В данном случае мы сталкиваемся с этим явлением на примере ольхи и менее определенно — других видов растений.

Следует иметь в виду, что  $K_{бп}$  вычислялся нами по отношению к илам, и на величинах данного коэффициента могло сказаться то обстоятельство, что в самих илах возможны процессы концентрирования золота и других

**Таблица 1**  
**Параметры распределения золота в растениях и илах**

Вид растения	Общее число проб	Фоновое распределение		
		число проб	среднее содержание, $n \cdot 10^{-7} \%$	стандартный множитель, ( $\epsilon$ )
Осока пузырчатая [ <i>Carex vesicaria</i> ssp. <i>vesicata</i> (Meinsh. Egor.), надземная часть]	70	62	3,0	3,3
Полевица монгольская [ <i>Agrostis mongolica</i> (Rosh.)], надземная часть	63	36	1,5	2,5
Ольха пушистая [ <i>Alnus hirsuta</i> (Spach) Turcz. ex Rupr.], ветки с листьями	51	23	2,0	2,2
Ива Шверина ( <i>Salix schwerinii</i> E. Wolf), ветки с листьями	27	10	6,5	20
Илы	144	129	5,5	1,5

**Таблица 2**  
**Коэффициенты биологического поглощения  $K_{бп}$  и характеристика аномалий золота**

Вид растения	В фоновой области	В аномальной области	Средняя контрастность аномалий (в %)	Частота встречаемости	
				аномальных содержаний (в %)	содержаний $n \cdot 10^{-6} \%$
Ива Шверина	1,0	0,4	8	63	56
Осока пузырчатая	0,6	0,5	18	11	24
Ольха пушистая	0,4	0,2	10	55	53
Полевица монгольская	0,3	0,3	27	43	41
Илы	1,0	1,0	22	10	27

элементов, связанные с особенностями состава ила. Для илов характерно присутствие органических веществ, иногда в значительных количествах (до 50% и более). Можно предположить, что концентрирование обусловлено этой составляющей. Механизм его заключается либо в наследовании элементов, накопленных растениями, причем в результате разложения растительных остатков концентрирование может быть усилено, либо в постепенном поглощении элементов из раствора и образовании ими соединений с органическим веществом. Данные, приведенные в табл. 1, указывают на то, что содержание золота в илах больше, чем таковые в растениях, как в фоновой, так и аномальной области, что, возможно, является следствием указанного накопления. В этом случае определенные нами величины  $K_{бп}$  следует, очевидно, считать заниженными.

В табл. 2 приведены также представляющие интерес для поисков частота встречаемости аномальных значений для различных видов растений и средняя их контрастность. Видно, что наиболее часто встречаются анома-

Фоновое распределение	Аномальное распределение				
	число проб	среднее содержание, $n \cdot 10^{-7}\%$	стандартный множитель, ( $\epsilon$ )	доверительные пределы среднего, $n \cdot 10^{-7}\%$	Граница между распределениями, $n \cdot 10^{-7}\%$
2,1–4,1	8	55	1,6	42–72	20
1,3–2,6	27	40	2,2	29–55	7
1,5–2,7	28	20	1,4	18–23	12
4,1–7,3		45	3,6	24–86	4
5,1–5,9	15	120	2,5	75–190	14

лии в иве. Они отличаются сравнительно малой контрастностью, но это объясняется тем, что фоновые содержания в иве больше, чем в других видах растений. В абсолютном выражении аномалии золота в иве представлены высокими содержаниями. Часто фиксируются аномалии в ольхе, но они отличаются одновременно и малой контрастностью и малым абсолютным содержанием золота. Полевица характеризуется частой встречаемостью и высокой контрастностью аномальных содержаний, а осока, при довольно высокой контрастности, редкой встречаемостью. Илы в этом отношении подобны осоке — аномальные содержания встречаются в них реже, чем в большей части растений, но они контрастны.

Из табл. 1 видно, что величины минимально-аномальных содержаний не очень сильно различаются для разных видов растений. Поэтому для составления результирующей карты, характеризующей распределение концентраций золота по площади заснятого участка (рис. 3), использованы все опробованные виды растений. Полученные результаты очень интересны. Видно, что, соответственно первоначально выделенным по потокам двум участкам, по данным площадной биогеохимической съемки также выявляются две аномалии. Одна из них соответствует известному рудопроявлению, она точно повторяет контуры залегающей на глубине зоны минерализации. На втором участке, как указывалось выше, золотоносная минерализация не известна. Содержания золота в ней не менее высоки, чем в аномалии, связанной с известным рудопроявлением. Она еще неполностью оконтурена и не замкнута с южной стороны.

Заметим, что площадная биогеохимическая съемка сопровождалась литохимической съемкой, методика которой была намеренно принята стандартной — пробы отбирались "из подпочвенного горизонта", т.е. из слоя аллювиальных отложений, расположенного непосредственно ниже их верхнего слоя, переработанного почвенными процессами и характеризующегося наличием органического вещества. Эта съемка не дала результатов, содержания золота почти во всех пробах оказались лежащими ниже предела обнаружения его примененным методом анализа (атомно-абсорбционный, без кюветы).

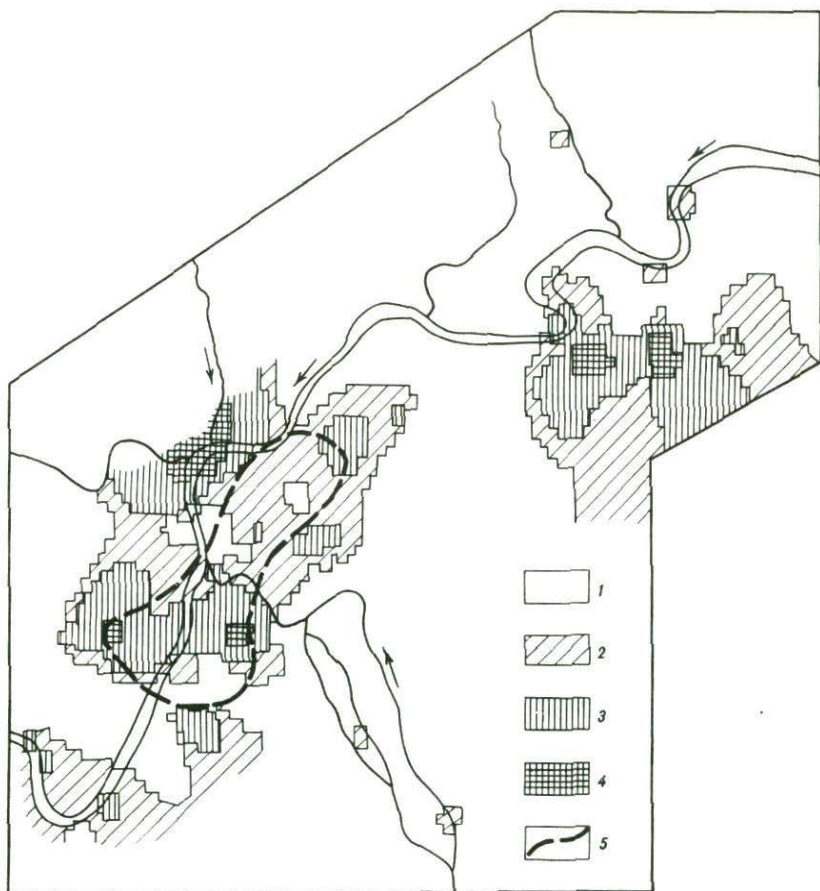


Рис. 3. Результаты биогеохимической съемки

1—4 — содержание золота: 1 — фоновые, 2 — низкое аномальное; 3 — среднее аномальное; 4 — высокое аномальное; 5 — контуры расположенной на глубине минерализованной зоны

Приведенные данные вполне определенно характеризуют возможности предлагаемого подхода к поискам рудных месторождений в депрессиях. Биогеохимическое опробование может быть применено при этом как на первом этапе работ при обследовании площадей по потокам с редкой сетью точек опробования, так и на втором этапе, когда ведутся площадные съемки на выявленных перспективных участках.

При выборе видов растений следует иметь в виду, что большая часть их может быть, по-видимому, использована для опробования без каких-либо ограничений. Исключение составляют ольха и, вероятно, некоторые другие растения. Учитывая это, следует с осторожностью включать каждый новый вид в систематическое опробование. Способом проверки пригодности их для опробования может служить построение кумулятивных графиков. Отклонение кумуляты в области высоких содержаний в левую сторону от линии, характеризующей фоновое распределение, указывает на то, что проявляется ограничение поступления золота в растение, и такой вид растения не следует использовать.

Наиболее благоприятны для опробования растения, характеризующиеся частой встречаемостью и высокой контрастностью аномальных содержаний. Не вполне ясно, какие преимущества дает использование ивы при поисках золоторудных месторождений. Следует постепенно расширить круг изучаемых растений и таким образом пополнить список видов, благоприятных для биогеохимического опробования. Это же относится и к органам растений. Результаты данной работы позволяют рекомендовать ветви деревьев и кустарников и надземную часть травянистых растений, но целесообразны поиски частей растений, обеспечивающих максимальную надежность выявления аномалий.

Учитывая концентрирование золота органическими остатками, большой интерес представляет выделение тем или иным способом и анализ на золото органических веществ из почв и речных илов.

Авторы приносят искреннюю признательность И.М. Константиновой, С.Е. Черниговой и С.Ц. Ринчиновой, выполнившим все аналитические работы, связанные с определением золота.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Ковалевский А.Л. Биогеохимические поиски рудных месторождений. М.: Недра, 1974. 142 с.
2. Поликарпочкин В.В., Поликарпочкина Р.Т. Биогеохимические поиски месторождений полезных ископаемых. М.: Наука, 1964. 106 с.
3. Ткалич С.М. Фитогеохимический метод поисков м-ний полезных ископаемых. Л.: Недра, 1970. 174 с.

УДК 546.32.33.34:553.41.041

*Т.А. Иванова, Г.М. Мейтув*

#### КАЛИЙ, НАТРИЙ, ЛИТИЙ – ТИПОМОРФНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ОРЕОЛОВ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ИХ ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВОЕ ЗНАЧЕНИЕ

В последние годы при поисках золоторудных месторождений все более широкое применение находит метод аэро- и наземной гамма-спектрометрии (АГСМ), где наряду с ураном (радием) и торием определяющее значение имеет калий. Благоприятными объектами для поисков с помощью этого метода являются эпитермальные золото-серебряные месторождения вулканогенного типа. На многих рудных полях месторождений этого типа устанавливается тесная пространственная связь золото-серебряной минерализации с зонами калиевого метасоматоза кварц-адулярного, кварц-адуляр-гидрослюдистого и кварц-гидрослюдистого состава. Наличие калиевой аномалии в соотношении с аномалиями других радиоактивных элементов используется в качестве поискового критерия на золото-серебряное оруденение [1, 6, 10].

В литературе, посвященной изучению золото-серебряных месторождений, описываются закономерности поведения радиоактивных и щелочных элементов. Так, в месторождениях Северо-Востока СССР в зонах адуляризации, с которыми ассоциирует золотое оруденение, отмечаются резкое увеличение содержаний калия ( $K_2O$  до 6–8% против 2–3% в неизменных породах) и вынос тория [6, 5, 10]. Аналогичные соотношения калия и тория были выявлены в зонах адуляризации, серицитизации и гидрослюдизации на золото-серебряных месторождениях Средней Азии [11]. Уста-

новлены значительное обогащение калием ( $K_2O$  — 6,6—7,5%) и обеднение натрием (до 0,4—0,5%) околорудных метасоматитов, связанных с процессами адуляризации, серицитизации и гидрослюдизации, в то время как кварц-каолиновые и кварц-алунит-каолиновые метасоматиты (занимающие, как правило, более высокие надрудные части метасоматической колонки) сопровождаются выносом калия и накоплением тория. Выявленную закономерность — антагонизм калия и тория — предлагается использовать в качестве руководящего критерия при поисках близповерхностных месторождений золота и серебра [5, 9].

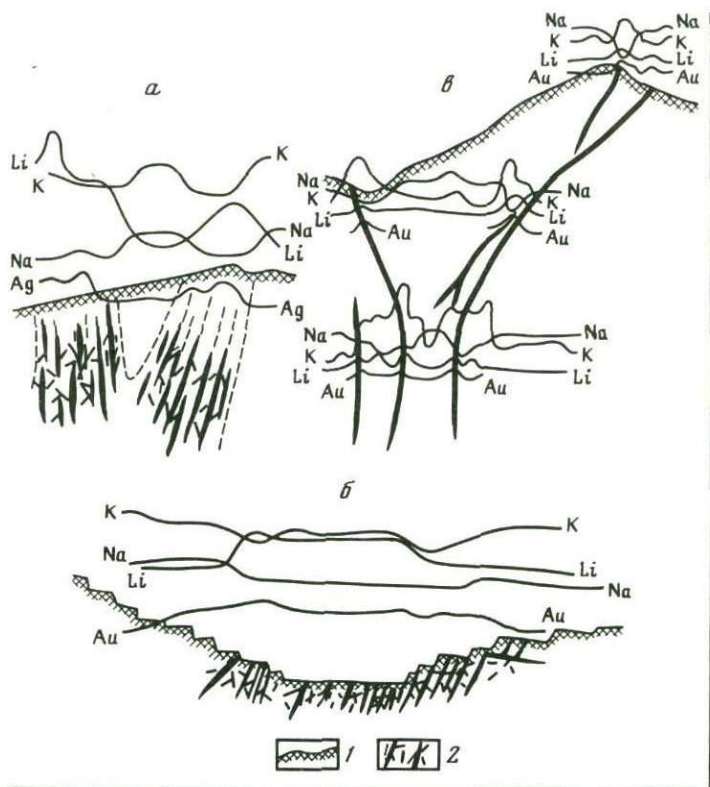
Вместе с тем исследования последних лет показали, что эта закономерность не всегда выдерживается, взаимоотношения радиоактивных и щелочных элементов и особенности их поведения оказываются более сложными, а порою и противоречивыми.

На примере одного из золоторудных месторождений вулканогенного пояса Северо-Востока СССР установлено отсутствие в калиевых ореолах, связанных с адуляризацией, какой-либо корреляции между калием и торием [4]. Выделяются дорудная региональная адуляризация с содержанием калия, не превышающим 3—4% (аналогично неизменным породам), и локальная адуляризация с существенным привнесом калия (до 7—9%) и значительным выносом натрия из рудных зон, причем формирование самих кварцевых жил вновь сопровождается уменьшением содержания калия. Количество тория в них низкое и одинаково как в метасоматитах, так и в первичных породах [4].

На некоторых месторождениях Средней Азии по АГСМ-данным выделены калиевые аномалии, приуроченные к кварц-серицитовым и кварц-адуляровым породам, с содержанием калия до 5—7% (в 2—3 раза выше, чем в первичных породах) и низкими содержаниями (фоновыми) тория и урана [1]. Отмечается, что золотое оруденение иногда характеризуется узкими совмещенными отрицательными аномалиями урана, тория и калия, обратной корреляционной зависимостью для пар  $Au-U$ ,  $Au-Th$ ,  $Au-K$  и прямой корреляцией между  $Au$  и  $K/Th$  и  $(U + Th)/K$  [13].

На золоторудном месторождении Восточной Сибири, по данным АГСМ-съемки, проведенной Г.А. Ерема, В.П. Воробьевым и др., отсутствует четкая картина в распределении радиоактивных элементов. Непосредственно в пределах рудного поля выявляется слабая неконтрастная калиевая аномалия при низких фоновых содержаниях тория и урана.

На примере золото-серебряных месторождений Казахстана на основе гамма-спектрометрии показано поведение радиоактивных (урана и тория) и щелочных (калия и натрия) элементов вблизи рудных жил в пропилитизированных андезито-дацитах [3]. Установлено, что в различных типах околорудных метасоматитов пропилитовой формации указанные элементы ведут себя по-разному: а) широкими калиевыми ореолами и низкими значениями натрия, урана и тория сопровождаются адуляр-кварцевые жилы, залегающие в адуляросодержащих хлорит-карбонатных пропилитах, или кварцевые и адуляр-кварцевые жилы в карбонатно-гидрослюдистых и кварцево-гидрослюдистых метасоматитах, б) повышенными относительно фона концентрациями урана и тория и резко пониженными — калия (в 10—50 раз) и натрия (в 50—100 раз) характеризуются тела золотоносных монокварцевых метасоматитов, локализованных среди кварц-пирофиллитовых и кварц-каолиновых пород; в) пониженные содержания всех радиоактивных элементов (калия, урана, тория) и натрия приурочены к слабозолотоносным монокварцевым метасоматитам, зонам окварцевания и кварцевым жилам среди кварц-каолиновых, кварц-каолинит-пирофиллитовых и гидрослюдисто-кварцевых пород. Подчеркивается, что калиевые



Характер распределения содержаний щелочных металлов и золота (серебра) в разрезе золото-серебряных месторождений разных уровней эрозионного среза рудного, б – верхнерудного, в – рудного) поверхности; 2 – кварцево-рудные жилы и минерализованные зоны

ии, сопровождающие золотоносные зоны, в то же время обладают высокими (в 10–100 раз) содержаниями натрия.

Для объяснения поведения щелочей (а также величину калиево-натриевого отношения) предлагается использовать для разбраковки рудоносных и нерудоносных калиевых аномалий [3, 15].

Те же соотношения (обогащение калием и вынос натрия) описаны в литературе (С.И. Гетманским в измененных породах около рудных месторождений и одним золото-серебряным месторождением Северо-Востока СССР). Данные<sup>1</sup> по содержанию калия и натрия в окорудно-измененных породах (на уровне рудного среза) на золото-серебряном месторождении и в окорудно-измененных породах (на уровне рудного среза) на золото-теллуридном месторождении в пределах того же региона дали аналогичные результаты (рис. 1).

Петровская при изучении одного из золоторудных месторождений в Сибири установила, что по мере приближения к рудным жилам происходит серицитизация и адуляризация, увеличивается количество калия и содержание натрия. Нами на этом месторождении были отобраны

<sup>1</sup> анализированы пробы В.В. Довгалевского, Г.Я. Абрамсона и Н.П. Варгуниной.

**Таблица 1**  
**Средние содержания элементов в минералах зоны аргиллизации [8]**

Метасомати- ты	Минерал	%		г/т				K/Na	K/F	Li/Cs	Cl/F
		K	Na	Cs	Li	F	Cl				
Кварц-каолинит-галлуазитовые (верхняя часть разреза)	Каолинит, галлуазит	2,92	0,10	44	500	1400	2350	19,6	12,6	412	0,95
Кварц-гидрослюдистые (нижняя часть разреза)	Гидрослюда	5,53	0,22	90	200	1350	7500	24,1	27,0	70,5	3,67

пробы с поверхности и на глубине по окварцованным и каолинизированным породам из надрудного и верхнерудного ореола изменения, которые показали низкие содержания калия и натрия. В безрудных или слабозолотоносных кварцевых метасоматитах надрудного ореола содержания калия от 0,05 до 1,5%, натрия от 0,02 до 0,003%. В окварцованных и каолинизированных породах верхнерудного горизонта в верхней части разреза содержание калия несколько повышается (до 0,4–1,9%), а натрий на том же уровне (0,2% и менее); ниже примерно на 50–60 м содержание калия увеличивается до 2–2,5%, а натрия понижается до десятых и сотых долей процента. Таким образом, намечается тенденция увеличения с глубиной концентрации калия при постоянном низком содержании натрия.

В пределах изученного нами существенно серебряного проявления на одном из его участков среди интенсивно окварцованных пород (кварцевых метасоматитов) предположительно надрудного среза отмечается вынос из центральных частей ореола калия ( $K_2O$  1,5–2,5%) и более значительный — натрия ( $Na_2O$  от 1–1,5% до 0,01–0,02%) (см. рис. 1). В неизмененных породах их содержание составляет:  $K_2O$  — 5,8%,  $Na_2O$  — 2,5–4%. На другом участке того же рудопроявления, срез которого по предварительным данным определяется как верхнерудный, среди кварц-гидрослюдистых метасоматитов фиксируется калиевая аномалия ( $K_2O$  5–7%,  $Na_2O$  0,1–0,5%).

Из других щелочных элементов характерным для близповерхностных золото-серебряных месторождений является литий. Первые сведения о закономерностях поведения лития и других щелочных металлов в метасоматитах золоторудного месторождения Восточной Сибири приведены В.Д. Пампурой и др. [7, 8]. Околожилные зоны аргиллизации четко фиксируются в пространстве ореолами повышенных содержаний лития и цезия. Максимальные концентрации лития приурочены к зонам каолинизации, а основным носителем лития является каолинит ( $Li_2O$  до 0,07%). Отмечается, что содержание лития в кварц-гидрослюдистых метасоматитах значительно ниже и соответствует содержанию в гидрослюдах (0,01–0,02%). Цезий, наоборот, концентрируется в зонах гидрослюдизации (от 0,001 до 0,008%) (табл. 1).

В более поздних работах [12, 14] было показано, что литий в рассматриваемых месторождениях концентрируется не только в каолините — обнаружены литийсодержащие смешанно-слоистые минералы из группы тосудита. В гидротермально-измененных породах и золото-кварцевых жилах описан смешанно-слоистый кукцит-монтмориллонит, содержащий  $Li_2O$  до 1,27%

**Таблица 2**  
**Содержание щелочных элементов (в %) в глинистых фракциях**  
**и минералах из гидротермально-измененных пород\***

Характеристика проб	Li	Rb	Cs	Na	K
Тонкодисперсные мусковиты (гидромусковиты)	0,0050	0,067	0,0034	0,06	5,96
То же	0,0068	0,064	0,0061	0,06	5,28
"	0,0072	0,039	0,0038	0,06	5,08
"	0,0090	0,051	0,0040	0,08	4,35
"	0,0098	0,065	0,0040	0,05	5,52
"	0,0039	0,13	0,0048	0,07	8,40
Кукцит	0,18	0,0073	0,0042	—	0,71
"	0,058	—	0,0017	0,02	0,16
Глинистая фракция (смесь)	0,0060	0,0022	0,0013	0,08	0,28
Тонкодисперсный мусковит в смеси с другими минералами	0,017	0,043	0,0078	0,03	5,25
Глинисто-слюдистая фракция (из зоны дробления)	0,014	0,029	0,023	0,04	1,71
Интенсивно аргиллизированная порода	0,0076	0,023	0,0014	0,91	3,47
Галлуазит (?)	0,0022	0,0016	0,0032	—	0,04
Геарксутит	0,00075	0,0009	—	—	0,13

\* Анализы выполнены методом фотометрии пламени в Лаборатории физико-химических методов БГГЭ. Аналитики: Л. Бусахина, Л. Чижилова, Л. Малинина, Н. Казакевич.

[12]. Он встречается обычно в смеси с другими глинистыми минералами — гидрослюдами, каолинитом, иногда с хлоритом. Среди гидротермально-измененных кислых эффузивов другого золоторудного месторождения обнаружен смешанно-слоистый глинистый минерал — литиевый тосудит ( $Li_2O = 0,90\%$ ) [14].

Нами определены содержания лития в околорудно-измененных породах ряда золото-серебряных месторождений Восточной Сибири и Северо-Востока СССР. Анализ данных показал, что для месторождений, выходящих на поверхность в пределах рудных интервалов содержание лития, как правило, не превышает тысячных долей процента, редко первые сотые доли процента. В надрудном ореоле месторождений, не выходящих на поверхность, концентрация лития значительно выше (см. рис. 1). Так, на одном из участков изученного нами существенно серебрянного проявления среди измененных пород предположительно верхнего надрудного среза фиксируются контрастные литиевые ореолы. При изучении тонкодисперсных фракций глинистых и слюдяных минералов рентгеноструктурным и другими методами определены литиевые хлориты (кукеиты) и предположительно смешанно-слоистый минерал типа кукцит-монтмориллонит. Эти минералы обнаружены в гидротермально-измененных породах в виде примазок по трещинам, сопровождают тонкие сульфидные и кварцевые прожилки или образуют смеси с мусковитом, каолинитом и другими глинистыми минералами.

В табл. 2 приводятся данные по содержанию щелочных элементов в глинистых фракциях околорудно-измененных пород изученного месторождения. Из нее следует, что максимальные концентрации лития (0,058—0,18%) обнаружены в кукеитах. Низкими содержаниями характеризуются мусковиты (гидрослюды 0,0039—0,0098%) и, наконец, самые низкие (0,002—

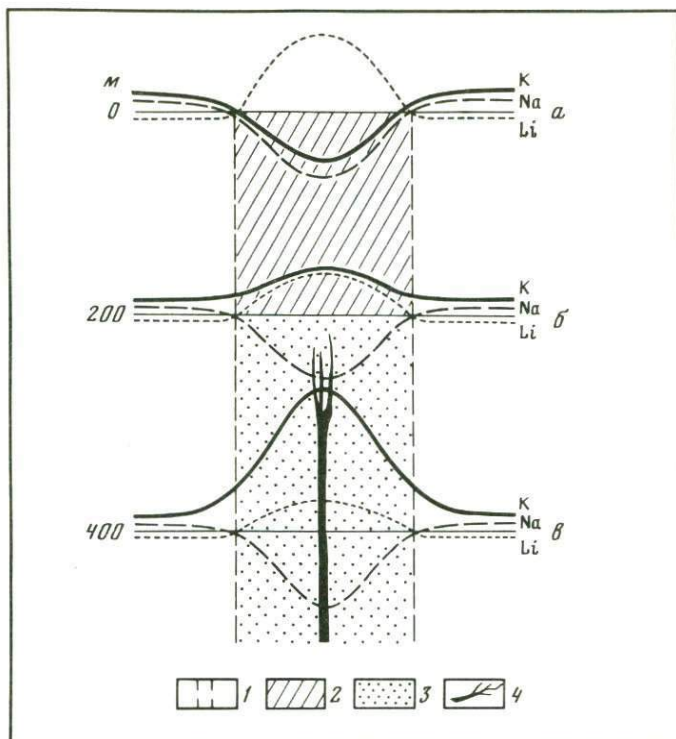


Рис. 2. Обобщенная схема зональности околорудных метасоматитов золото-серебряных месторождений и поведение щелочных металлов в зависимости от уровня эрозионного среза (а — надрудного, б — верхнерудного, в — рудного)

1 — контур гидротермально-измененных пород; 2 — надрудная зона окварцованных и каолинизированных пород (вторичные кварциты); 3 — зона рудовмещающих аргиллизированных пород (гидрослюдизация, серицитизация, адуляризация и др.); 4 — рудные жилы

0,0007%) значения лития и других щелочных элементов отмечаются для геарксутита и галлуазита (оба, по-видимому, гипергенного происхождения), остальные фракции представляют смеси различных глинистых минералов. Таким образом, на исследуемом нами объекте повышенные концентрации лития в ореоле следует, в первую очередь, связывать с присутствием в измененных породах кукеита, и, возможно, смешанно-слоистого минерала кукеит-монтмориллонита.

Упоминание о присутствии лития в качестве характерного элемента в метасоматитах и ореолах золоторудных и других близповерхностных месторождений имеется в публикациях В.В. Куницына, Р.А. Баумштейна и Р.В. Грабеклиса, Н.Е. Малямина, Н.А. Китаева, В.В. Поликарпочкина, И.Ф. Бровчука, Г.И. Хорина и др. [2].

Данные по содержанию и характеру поведения рубидия и цезия в гидротермально-измененных породах золоторудных месторождений ограничены [7, 8, 15]. Отмечается накопление редких щелочей (в том числе рубидия и цезия) в зонах аргиллизации, причем цезий концентрируется главным образом в гидрослюдистых метасоматитах нижней части колонки (см. табл. 1).

1. Исследованы вопросы распределения калия, а также натрия и лития в вертикальной метасоматической колонке золото-серебряных месторождений; сопоставлены различные содержания этих элементов в ореолах в зависимости от уровня эрозионного среза<sup>1</sup>. Установлено, что щелочи (калий, натрий, литий) — типоморфные элементы метасоматических ореолов золото-серебряных месторождений. Верхняя надрудная часть ореола (вторичные кварциты, кварцевые и кварц-каолинитовые метасоматиты) характеризуется низкими содержаниями калия, натрия и накоплением лития. В пределах рудных интервалов, где широко развиты процессы калиевого метасоматоза (адуляризация, серицитизация, гидрослюдизация), отмечаются накопление калия и вынос натрия, содержание лития на порядок ниже.

2. Абсолютные содержания щелочных элементов и их отношения могут служить показателями при определении уровня эрозионного среза и прогнозировании оруденения на глубину. Для месторождений, выходящих на поверхность, рудный срез характеризуется высокими (до 5–6% и более) концентрациями калия и относительно низкими лития (тысячные доли процента, редко первые сотые доли процента). На месторождениях, не выходящих на поверхность, надрудный ореол характеризуется минимальными содержаниями калия (как правило, не более 1–3%) и максимальными концентрациями лития. Натрий образует отрицательные ореолы (значительный вынос до десятых и сотых долей процента).

3. Полученные данные позволяют дополнить и развить известные положения аэро- и наземных гамма-спектрометрических поисков месторождений золото-серебряной формации (рис. 2):

а) контрастными положительными калиевыми аномалиями определяются лишь месторождения, выходящие на дневную поверхность (рудный эрозионный срез);

б) следует обязательно фиксировать также локальные отрицательные калиевые аномалии — характерную особенность рассматриваемых месторождений, не выходящих на поверхность (надрудный эрозионный срез);

в) месторождения, лишь частично обнажающиеся на поверхности (верхнерудный срез), не отличаются, как правило, контрастными калиевыми аномалиями и могут быть пропущены при АГСМ-съёмке;

г) в разбуровке калиевых аномалий, выявленных АГСМ, при последующей наземной геохимической съёмке, наряду с другими элементами, существенную помощь могут оказать также натрий и литий. Оба элемента фиксируют перспективные рудогенные участки. В пределах рудных интервалов натрий даёт отчетливые отрицательные аномалии, литий — положительные аномалии.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Воробьев В.П., Ефимов А.В., Альтшулер М.И. и др. Аэрогамма-спектрометрический метод поисков рудных месторождений. Л.: Недра, 1977. 216 с.
2. Второй международный симпозиум "Методы прикладной геохимии". Иркутск, 1981. 237 с.
3. Гребенчиков А.М., Хруст А.Р., Бубенчикова Е.И., Русинова О.В. Радиоактивные и щелочные элементы в метасоматитах золото-серебряных месторождений Казахстана. — Сов. геология, 1976, № 1, с. 123–130.
4. Кузьмичева Е.В., Кондратенко А.К., Лукина О.П., Русинова О.В. О приро-

<sup>1</sup> Впервые эти вопросы рассмотрены В.Л. Барсуковым, В.С. Тихомировым, А.Г. Волосовым в 1976 г. на примере оловорудных месторождений Дальнего Востока.

- де аэрогамма-спектрометрических аномалий. — Геология руд. месторождений, 1979, № 6, с. 59—65.
5. *Островский Э.Я.* Антагонизм радиоактивных элементов в полях околорудных изменений и его использование в поисковой аэрогамма-спектрометрии. — Сов. геология, 1973, № 10, с. 99—107.
  6. *Островский Э.Я., Портнов А.М., Дрәбкин И.Е.* Поиски близповерхностных месторождений золота в эффузивах методом аэрогамма-спектрометрии. — Геология руд. месторождений, 1970, № 3, с. 87—91.
  7. *Пампура В.Д., Труфанова Л.Г.* Литий и цезий в зонах аргиллизации золоторудного месторождения. — Геохимия, 1968, № 8, с. 990—992.
  8. *Пампура В.Д., Труфанова Л.Г., Мордвинова В.И.* Метасоматическая зональность и распределение редких элементов в зонах аргиллизации Балейского рудного поля. — В кн.: Ежегодник — 1969. Иркутск: Сиб. ин-т геохимии, 1970, с. 193—197.
  9. *Портнов А.М., Островский Э.Я.* Антагонизм К и Th в зонах адупларизации. — ДАН СССР, 1972, т. 204, № 6, с. 1463—1465.
  10. *Портнов А.М., Островский Э.Я., Колотов Б.А.* Поиски близповерхностных золото-серебряных месторожде-  
ний аэрогамма-спектрометрическими и гидрогеохимическими методами. — Разведка и охрана недр, 1971, № 11, с. 13—16.
  11. *Портнов А.М., Милованов А.Е., Кремнев И.Г.* Индикация метасоматитов золото-серебряных рудопроявлений при АГСМ-съемке. — Разведка и охрана недр, 1979, № 2, с. 36—39.
  12. *Русинова О.В., Дриц В.А., Горшков А.И.* Структурно-минералогическая характеристика смешаннослойного кукеит-монтмориллонита. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 10, с. 95—104.
  13. *Савосин С.И., Челижная Э.А., Гужова Н.Г.* Распределение радиоактивных элементов в породах и рудах некоторых золоторудных месторождений Узбекистана. — Сов. геология, 1977, № 2, с. 114—120.
  14. *Финько В.И., Дриц В.А., Слонимская М.В.* Литиевый тосудит из гидротермально измененных пород Нижнего Приамурья. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 12, с. 73—78.
  15. *Gundobin G.M., Kravtsov R.G.* The distribution of alkaline elements in primary halos and their use for a deep prospecting, exemplified upon gold-silver deposits. — Methods Geochem. Prospect. Int., Symp., Ostrava, Sept. 1979, Prague, 1979, 37—40.

## СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие . . . . .	3
<b>ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОИСКОВ</b>	
<i>В.А. Прокин.</i> О некоторых вопросах гидротермального рудообразования . . . .	5
<i>Е.В. Плющев.</i> Гидротермально-метасоматическое минералообразование как региональное геологическое явление и его металлогеническое значение . . . . .	11
<i>Г.А. Твалчрелидзе.</i> Металлогения раннедокембрийского периода развития Земли . . . . .	21
<i>Я.Н. Белевцев.</i> Несколько общих вопросов, касающихся метаморфогенного рудообразования . . . . .	28
<i>Е.А. Кулиш, С.Ф. Усенко.</i> Геологическое развитие, гранитоиды и оловоносность Сихотэ-Алинской складчатой системы . . . . .	41
<i>В.Д. Баранов.</i> Стереометаллогеническая модель колчеданной рудной формации . . . . .	52
<b>ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОИСКОВ</b>	
<i>А.А. Маракушев.</i> К теории геохимических процессов . . . . .	77
<i>Л.С. Бородин.</i> Геохимические и петрологические факторы рудоносности редкометальных гранитов . . . . .	102
<i>Ф.П. Кренделев.</i> Состояние и перспективы развития радиогеохимии . . . . .	125
<i>Д.И. Горжевский.</i> Физико-химические условия формирования свинцово-цинковых руд и источники металлов . . . . .	137
<b>МЕТОДИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОИСКОВ</b>	
<i>И.А. Неженский, Д.В. Рундквист.</i> Основные методы оценки прогнозных ресурсов территорий . . . . .	146
<i>А.И. Перельман.</i> Матричный принцип систематики геохимической информации и пути его использования для прогнозирования процессов рудообразования . . .	163
<i>С.В. Григорян.</i> Первичные геохимические ореолы при поисках скрытого оруденения . . . . .	169
<i>В.В. Поликарпочкин, М.М. Иванова, Н.А. Китаева.</i> Применение биогеохимического метода при поисках рудных месторождений в депрессиях рельефа . . . . .	186
<i>Т.А. Иванова, Г.М. Мейтун.</i> Калий, натрий, литий — типоморфные элементы метасоматических ореолов золото-серебряных месторождений и их прогнозно-поисковое значение . . . . .	197

УДК 553.065

**Прокин В.А. О некоторых вопросах гидротермального рудообразования.** — В кн.: Геохимические методы при поисках скрытого оруденения. М.: Наука, 1984 г.

Дана эволюция представлений об источниках воды и рудного вещества в гидротермальных процессах. Доказывается, что гипотеза транскоровых флюидных рудоносных систем является основой для разработки универсальной теории послемагматического и гидротермального рудообразования.  
Ил. 1. Табл. 1. Библиогр. 20 назв.

УДК 553.26

**Плющев Е.В. Гидротермально-метасоматическое минералообразование как региональное геологическое явление и его металлогеническое значение.** — В кн.: Геохимические методы при поисках скрытого оруденения. М.: Наука, 1984 г.

Показана сущность гидротермально-метасоматического минералообразования. Вещественные производные палеогидродинамических систем термодинамически регрессивной направленности выделяются среди других геологических образований в виде региональных метасоматических формаций (РМФ), выявление, картирование и геохимическое изучение которых позволяет значительно повысить эффективность регионального металлогенического анализа.  
Ил. 1. Табл. 3. Библиогр. 16 назв.

УДК 553.07:550.311

**Твалчрелидзе Г.А. Металлогения раннедокембрийского периода развития Земли.** — В кн.: Геохимические методы при поисках скрытого оруденения. М.: Наука, 1984 г.

Рассматривается история формирования древних образований земной коры и доказывается, что в результате современного изучения древних ядер платформы в них выявляется все большее число месторождений, в том числе крупного промышленного значения, определенных рудных формаций. Все они, как правило, локализованы в пределах зеленокаменных поясов, представляющих своеобразные деструктивные образования, развитие которых сопровождалось длительной активностью ультраосновной и основной ювенильных магм.  
Ил. 2. Библиогр. 11 назв.

УДК 553.7

**Белевцев Я.Н. Несколько общих вопросов, касающихся метаморфогенного рудообразования.** — В кн.: Геохимические методы при поисках скрытого оруденения. М.: Наука, 1984 г.

Обсуждаются дискуссионные вопросы генезиса эндогенных месторождений, мотивы выделения класса метаморфогенных месторождений, характер их связи с метаморфизмом.  
Ил. 2. Библиогр. 21 назв.

УДК 55+[552.321.1.+553.45] (571.6)

**Кулиш Е.А., Усенко С.Ф. Геологическое развитие, гранитоиды и оловоносность Сихотэ-Алинской складчатой системы.** — В кн.: Геохимические методы при поисках скрытого оруденения. М.: Наука, 1984 г.

На основе анализа особенностей зонального структурно-магматического развития и становления Сихотэ-Алинской складчатой системы, стадийной эволюции ее структуры, состава и продуктивности магматических комплексов рассматривается сущность металлогенической продуктивности гранитоидов, являющихся источниками рудного вещества и особенно оловоносности.  
Библиогр. 20 назв.

УДК 553.435

**Баранов В.Д. Стереометаллогеническая модель колчеданной рудной формации.** — В кн.: Геохимические методы при поисках скрытого оруденения. М.: Наука, 1984 г.

Колчеданное рудообразование связано с процессом интенсивного преобразования океанической коры в континентальную, выраженном во многоэтапном поступлении из верхней мантии, и дифференциации базальтовых-толеитовых, а затем известково-щелочных андезитовых магм и соответствующих им по составу рудонесущих флюидов.  
Ил. 6. Табл. 2. Библиогр. 26 назв.

УДК 550.41

М а р а к у щ е в А.А. К теории геохимических процессов. — В кн.: Геохимические методы при поисках скрытого оруденения. М.: Наука, 1984 г.

Рассматривается двойственность поведения химических элементов в процессах глубинного минералообразования со свойственными им широкими вариациями кислотно-щелочных и окислительно-восстановительных условий.  
Ил. 5. Табл. 6. Библиогр. 25 назв.

УДК 550.4:552.321.1

Б о р о д и н Л.С. Геохимические и петрологические факторы рудоносности редкометалльных гранитов. — В кн.: Геохимические методы при поисках оруденения. М.: Наука, 1984 г.

Предложены петрохимические диаграммы  $(Na+K)/(Ca) - A_c$ , АФК и др. для петрологической типизации гранитоидов; оценены типовые геохимические тренды и показатели редкометальной рудоносности главных типов гранитов из различных рудных провинций СССР и за рубежом; обсуждается проблема концентрации калия в земной коре.  
Ил. 8. Табл. 3. Библиогр. 23 назв.

УДК 550.849

К р е н д е л е в Ф.П. Состояние и перспективы развития радиогеохимии. — В кн.: Геохимические методы при поисках скрытого оруденения. М.: Наука, 1984 г.

Применение синхротронного излучения (СИ) и скитинграфии позволяют производить уникальные в области геохимии эксперименты, если эксперимент обеспечивает современное оборудование. Доказывается, что новый этап развития теоретической геохимии ныне не может быть обеспечен только химическими методами и радиографией статических объектов. Организация комплексных исследований в Новосибирском научном центре предоставляет уникальные возможности для этого.  
Ил. 1. Табл. 1. Библиогр. 22 назв.

УДК 553.21./24:553.444

Г о р ж е в с к и й Д.И. Физико-химические условия формирования свинцово-цинковых руд и источники металлов. — В кн.: Геохимические методы при поисках скрытого оруденения. М.: Наука, 1984 г.

Рассмотрены термические, барические и химические условия формирования свинцово-цинковых руд различной формаций и возможные источники содержания в них металлов.  
Ил. 1. Табл. 1. Библиогр. 29 назв.

УДК 553.041.001.14

Н е ж е н с к и й И.А., Р у н д к в и с т Д.В. Основные методы оценки прогнозных ресурсов территорий. — В кн.: Геохимические методы при поисках скрытого оруденения. М.: Наука, 1984 г.

Рассматриваются научные и статистические предпосылки и методы оценки прогнозных ресурсов территорий.  
Ил. 4. Табл. 3. Библиогр. 25 назв.

УДК 550.4:553.2

П е р е л ь м а н А.И. Матричный принцип систематики геохимической информации и пути его использования для прогнозирования процессов рудообразования. — В кн.: Геохимические методы при поисках скрытого оруденения. М.: Наука, 1984 г.

На матричной основе построена систематика процессов рудообразования, классы которого зависят от сочетания класса барьера и класса вод, поступающих к барьеру; это создает возможность прогнозирования новых классов руд.

Табл. 2. Библиогр. 5 назв.

УДК 550.84,092.1

**Григорян С.В.** Первичные геохимические ореолы при поисках скрытого оруденения. — В кн.: Геохимические методы при поисках скрытого оруденения. М.: Наука, 1984 г.

Рассмотрены теоретические и практические аспекты поисков месторождений твердых полезных ископаемых по первичным геохимическим ореолам рассеяния; намечены пути повышения глубинности литохимических поисков; показаны перспективы применения метода.

Ил. 5. Табл. 3. Библиогр. 7 назв.

УДК 550.846:553.4

**Поликарпочкин В.В.**, Иванова М.М., Китаева Н.А. Применение биогеохимического метода при поисках рудных месторождений в депрессиях рельефа. — В кн.: Геохимические методы при поисках скрытого оруденения. М.: Наука, 1984 г.

Даны результаты применения биогеохимической съемки в одной из депрессий Забайкалья, свидетельствующие о широких возможностях применения многих видов растений при поисках рудных месторождений в депрессиях рельефа.

Ил. 3. Табл. 2. Библиогр. 3 назв.

УДК 546.32'33'34:553.41.041

**Иванова Т.М.**, Мейтув Г.М. Калий, натрий, литий — типоморфные элементы метасоматических ореолов золото-серебряных месторождений и их прогнозно-поисковое значение. — В кн.: Геохимические методы при поисках скрытого оруденения. М.: Наука, 1984 г.

Исследован вопрос распределения калия, а также натрия и лития в вертикальной метасоматической колонке золото-серебряных месторождений и сопоставлены различия их содержаний с уровнем эрозионного среза, что позволяют дополнить и развить известные положения АГСМ-поисков месторождений золото-серебряной формации.

Ил. 2. Табл. 2. Библиогр. 14 назв.

2 р. 60 к.

4382

